

Санкт-Петербургский государственный университет

КОЗУБ Полина Константиновна

Выпускная квалификационная работа

**ВИХРЕВОЙ АПВЕЛЛИНГ КАК МЕХАНИЗМ СОЗДАНИЯ БЛАГОПРИЯТНЫХ
УСЛОВИЙ СКОПЛЕНИЙ САЙРЫ В ЮЖНО-КУРИЛЬСКОМ РАЙОНЕ СЕВЕРО-
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

Основная образовательная программа бакалавриата

«Гидрометеорология»

Профиль «Океанология»

Научный руководитель: д.г.н.,
профессор БЕЛОНЕНКО Татьяна Васильевна

Рецензент:

Санкт-Петербург
2018

Содержание

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Введение | 3 |
| Глава 1. Гидрометеорологические условия в Южно-Курильском районе | 5 |
| 1.1. Климат | 5 |
| 1.2. Гидрология | 6 |
| Глава 2. Общие закономерности пространственно-временного распределения сайры в северо-западной части Тихого океана | 10 |
| 2.1. Условия обитания и биологическая характеристика тихоокеанской сайры | 10 |
| 2.2. Особенности формирования скоплений сайры и их миграции | 13 |
| Глава 3. Субмезомасштабная динамика вод..... | 18 |
| Глава 4. Материалы и методы анализа | 21 |
| 4.1. Модель FESOM 1.4..... | 23 |
| 4.2. Продукты сервиса Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS)..... | 21 |
| 4.3. Промысловые планшеты..... | 24 |
| Глава 5. Феноменологический анализ промысловых планшетов вылова сайры и сопоставление их со спутниковой информацией и с данными модели FESOM 1.4 | 27 |
| 5.1. Спутниковые данные | 27 |
| 5.2. Гидродинамическое моделирование FESOM 1.4 | 30 |
| Глава 6. Влияние процесса вихревого апвеллинга на распределение скоплений тихоокеанской сайры..... | 34 |
| Заключение | 39 |
| Список использованной литературы | 40 |

Введение

Энергия турбулентного перемешивания вод, которая возникает в результате действия процессов мезомасштабного (синоптического) спектра, оказывает значительное влияние на распределение океанологических характеристик в Мировом океане. Такого рода флуктуации в северо-западном районе Тихого океана определяются фронтальными зонами и вихрями, которые можно зафиксировать по градиентам значений на спутниковых снимках. В данной работе будет рассматриваться влияние мезомасштабной динамики вод на пространственно-временное распределение такого гидробионта, как тихоокеанская сайра (*Cololabis saira*), которая является стайной пелагической рыбой.

Изучение приуроченности сайры к океанологическим структурам, определяемым по спутниковым данным, остается **актуальной** задачей в настоящее время, так как на данный момент не существует конкретной методологии, позволяющей оперативно определять скопления рыбы, используя при этом не эмпирические методы, а спутниковые и модельные данные, которые сейчас превосходят эмпирику по количеству и качеству измерений. Спутниковые измерения позволяют получить непрерывные ряды измерений с высокой точностью для всего Мирового океана, а модельные расчеты позволяют рассматривать не только мезомасштабные явления, но и субмезомасштабные, которые представляют огромный интерес для данной работы. Характеристики поверхностных течений, положение фронтальных зон и мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей, полученные по спутниковым данным и гидродинамическим моделям, соответствуют результатам *in situ*. Таким образом, с применением спутниковых и модельных данных существует возможность решения практических задач, в том числе научного обеспечения рационального и эффективного использования биологических ресурсов Мирового океана.

На величину промыслового вылова сайры влияют многие гидрометеорологические, биологические и технологические факторы. Изучение причин, влияющих на вылов, является актуальной задачей для составления прогнозов состояния рыбных запасов. Данные прогнозы помогут стабилизировать вылов и улучшить экономические показатели страны.

Новизна работы заключается в изучении субмезомасштабной динамики вод и ее влиянии на тихоокеанскую сайру. Новой является не применявшаяся ранее методика исследования не только самих гидрометеорологических характеристик, но их аномалий. Такой подход ранее не применялся к промысловым задачам. Полученные результаты являются новыми и уточняют сложившиеся ранее научные представления в данной области. В нашей работе также выдвигается и проверяется гипотеза о влиянии вихревого

апвеллинга в циклонических субмезомасштабных образованиях на распределение промысловых скоплений сайры в Южно-Курильском районе.

Целью работы является исследование характеристик вод в Южно-Курильском районе по данным спутниковых измерений и гидродинамического моделирования с помощью реанализа FESOM, а также изучение влияния вихревого апвеллинга на распределение промысловых скоплений тихоокеанской сайры.

Поставленная цель достигается путем решения следующих **задач**:

1. Описание геоморфологических, гидрологических и климатических особенностей Южно-Курильского района.
2. Определение общих закономерностей пространственного распределения сайры, условий формирования и миграций ее скоплений.
3. Описание субмезомасштабной динамики океана.
4. Подготовка данных спутниковой информации в Южно-Курильском районе (уровень океана, температура и соленость поверхности океана) и картирование характеристик.
5. Подготовка данных реанализа FESOM 1.4 для Южно-Курильского района и картирование характеристик на отдельных горизонтах.
6. Сравнение пространственных распределений океанологических полей по спутниковым и модельным данным.
7. Определение диапазонов изменчивости параметров океанологических полей и их аномалий, характерных для скоплений косяков сайры в период путины в ЮКР, по спутниковым и модельным данным реанализа FESOM 1.4.
8. Проверка гипотезы влияния вихревого апвеллинга на распределение скоплений сайры на примере сентября 2001 г.

В исследовании применялись методы вычисления аномалий океанологических параметров, основанные на использовании среды разработки алгоритмов MATLAB, а также задействован многофункциональный графический редактор Adobe Photoshop CC 2018 для сопоставления данных по промыслу тихоокеанской сайры и спутниковых измерений.

Глава 1. Гидрометеорологические условия в Южно-Курильском районе

Зависимость распределения рыб от гидрологических условий в океане, в частности их приуроченность к океаническим фронтам, была известна задолго до начала спутниковых исследований океана (Федоров, 1983), поэтому особенное внимание необходимо уделять гидрометеорологическим условиям в исследуемом районе.

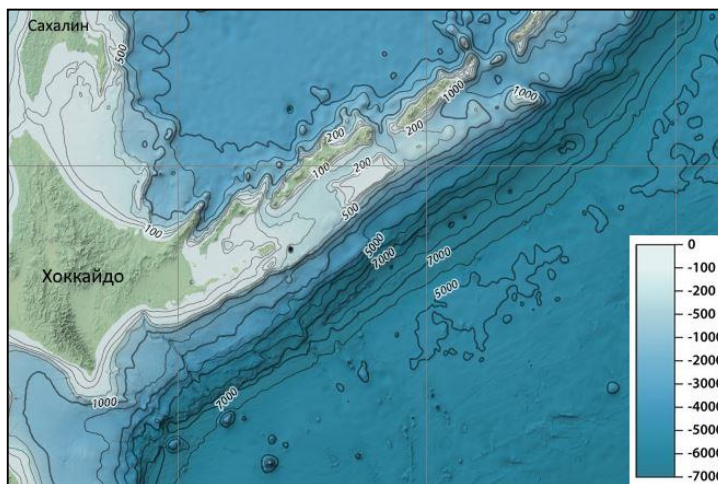


Рис. 1.1. Батиметрическая карта Южно-Курильского района северо-западной части Тихого океана (<https://www.ngdc.noaa.gov/>)

Южно-Курильский район северо-западной части Тихого океана (рис.1.1) располагается между $40\text{--}50^\circ$ с.ш. и $140\text{--}160^\circ$ в.д. и включает остров Хоккайдо, часть островов Хонсю и Сахалин, а также некоторые острова Южных и Центральных Курил (Шикотан, Кунашир, Итуруп, Уруп, Симушир и др.).

1.1. Климат

Климатические условия Тихого океана определяются за счёт зонального распределения солнечной радиации и циркуляции атмосферы, а также мощного сезонного влияния Азии. В Тихом океане можно выделить почти все климатические зоны. В северной умеренной зоне в зимнее время барическим центром является Алеутский минимум давления, слабо выраженный в летнее время. В соответствии с распределением основных барических центров (с севера на юг: Алеутский минимум, Северо-Тихоокеанский максимум, Экваториальная депрессия, Южно-Тихоокеанский максимум, Антарктический пояс низкого давления) формируются ветровые поля. Так, в зимнее время для изучаемого района характерны северные и северо-восточные муссонные ветры, в летнее время сменяющиеся на южные муссонные.

В тропиках зарождаются (главным образом летом) тропические ураганы, называемые в данном регионе тайфунами. Обычно они возникают восточнее Филиппин, откуда движутся на северо-запад и север через Тайвань, Японию и затухают на подступах

к Берингову морю («Физическая география...», 1988). Другая область зарождения тайфунов — прибрежные районы Тихого океана, прилегающие к Центральной Америке.

Переход к летнему типу циркуляции в атмосфере, по среднемноголетним данным, происходит в апреле-мае, северо-западные ветра сменяются на западные и юго-западные, а в июле-августе — на южные (Хоружий и др., 2013).

От остальных районов Азиатско-Тихоокеанского региона область Северо-западной части Тихого океана (СЗТО) отличается большой активизацией процессов взаимодействия между океаном и атмосферой, здесь отмечена локализация атмосферных и гидрологических фронтов, траекторий циклонов и антициклонов. В теплое полугодие над СЗТО распространяется гребень гавайского антициклона, а в поле H_{500} часто наблюдаются ядра высокого давления (Шатилина и др., 2016).

1.2. Гидрология

Исследуемый район находится под действием мощного теплого течения Куроисио и холодного Западно-Камчатского течения, которое южнее переходит в течение Ойясио (рис. 1.2.1). Течение Куроисио оказывает сильное влияние на гидрологические характеристики и динамику вод района. В частности, меандры Куроисио, отделяясь, образуют ринги. Восточные ветви Цусимского течения, проходящие через Сангарский пролив и пролив Лаперуза, оказывают воздействие на гидрологический режим в Южно-Курильском районе.

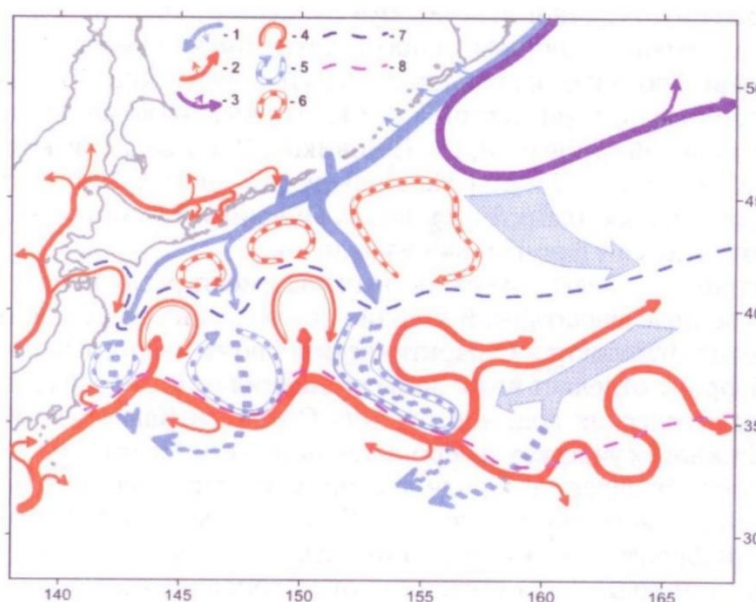


Рис. 1.2.1. Схема течений и распределение основных круговоротов поверхностных вод в районе нагула тихоокеанской сайры в северо-западной части Тихого океана. 1 — холодные течения, 2 — теплые течения, 3 — западная периферия Алеутского круговорота, 4 — вихри вод течения Куроисио, 5 — вихри ветвей холодных течений, 6 — вихри ветвей Куроисио, 7 — Субарктический фронт, 8 — фронт Куроисио, 9 — трансформированные субарктические воды (Филатов, 2015).

Возникая в Беринговом море, Западно-Камчатское течение идет на юг, и, проходя северные Курилы, часть его вод заходит в Охотское море, где она движется в циклоническом круговороте. Затем часть воды проходит через пролив Буссоль и вливается обратно в основное течение. В проливе присутствует мощное приливное течение, которое создает перемешивание вод даже в глубоких слоях (Ono et al., 2007). Южнее пролива Буссоль Западно-Камчатское течение переименовано в течения Ойясио, так как воды, вышедшие из Охотского моря, имеют другую структуру, чем расположенное севернее Западно-Камчатское течение. Например, отмечаемый в последнем подповерхностный максимум температуры в слое галоклина на глубине 150-200 м, в течении Ойясио не наблюдается. Также содержание растворенного кислорода к Западно-Курильском течении ограничивается положением галоклина, в то время как в течении Ойясио такие воды могут быть обнаружены на глубине до 700 м (Qiu, 2001).

Ширина течения Ойясио у Курильских островов может достигать 300 миль, однако стрежень течения со скоростями 15-65 см/с наблюдается в пределах 10-20 миль. Вертикальная мощность течения не превышает 1500 м (Истоки, 1997).

Поздние исследования у юго-восточного берега острова Хоккайдо показали, что течение Ойясио имеет годовой цикл изменчивости. Так, зимой-весной течение распространяется от поверхности до дна, а его объемный расход равен 20-30 Sv¹; летом и осенью течение ослабевает и ограничивается глубинами в 2 км и объемным расходом в 3-4 Sv (Qiu, 2001).

Течение Ойясио, состоящее из смешанных вод Охотского моря и Западно-Камчатского течения, продолжает идти вдоль восточного побережья острова Хоккайдо. На широте приблизительно 42° с.ш. течение разделяется на две ветви, из которых одна поворачивает от обратную от берега сторону, на восток, и соединяется с Субарктическим течением. Вследствие того, что Ойясио приносит субарктические воды на юг, Субарктическое течение сопровождается особым термохалинным фронтом между холодными, пресными водами с севера и теплыми, солеными водами субтропического происхождения с юга (Qiu, 2001). Другая ветвь Ойясио (рис.1.2.2) продолжает направление вдоль восточного побережья Хонсю и примерно на параллели 36° с.ш. достигает северного края Куроисио, где оно поворачивает в восточном направлении (Reddy, 2001).

¹ Sv – единица измерения, применяемая в океанологии для измерения общего расхода (транспорта) течений. Эквивалента 0,001 км³/с.

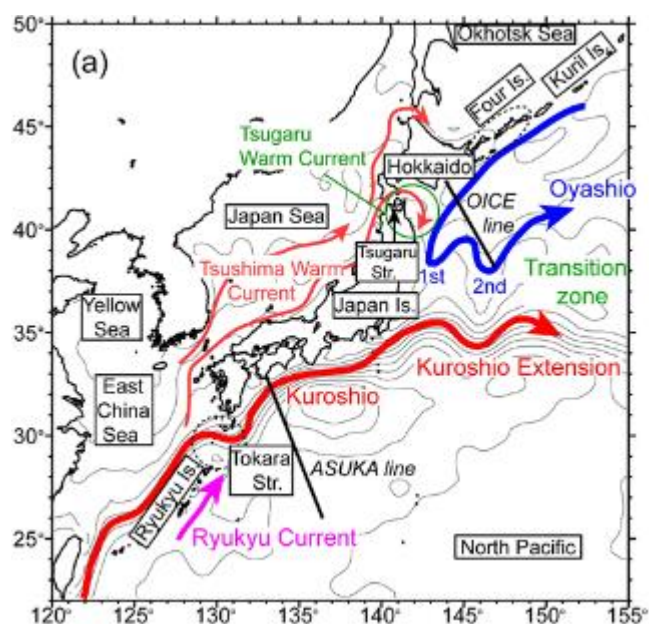


Рис.1.2.2. Схема течений северо-западной части Тихого океана (Hiroshi Kuroda, 2017)

В юго-западной части северной циклонической циркуляции происходит конвергенция потоков Курошио и Ойясио, в результате которой возникает широкая фронтальная зона, т.н. Субарктическая фронтальная зона, в которой происходит активная генерация вихрей и перемешивание вод Ойясио и Курошио. Воды Субарктической фронтальной зоны также движутся в восточном направлении со скоростями порядка 4-8 см/с.

В течении Ойясио хорошо выражены сезонные колебания, которые связаны как с сезонными колебаниями в истоках Ойясио, так и с сезонной изменчивостью поля ветра над океаном, а также сезонными изменениями в системе вод Курошио (Истоки, 1997).

Вихри, формирующиеся при меандрировании течений и отдельных струй, играют большую роль в структуре и изменчивости вод СЗТО. Считается, что вихри формируются путем сужения основания меандра и затем его отделения от течения. Однако в поверхностном слое процесс образования вихрей значительно сложнее, и крупные вихри в процессе образования неоднократно отрываются от течения и вновь соединяются с ним.

Антициклонические (теплые) вихри имеют размеры от 30 до 180 миль, но преобладают вихри с размерами 90-120 и 50-60 миль (соответственно длинам волн меандров). В поле температуры крупные вихри прослеживаются до глубин 500-600 м, а малые – до глубин 150-200 м. Соответственно малые вихри существуют несколько месяцев, а крупные – до 4 лет. Скорость вращения воды в них может достигать 1-2 узла и может быть такой же, как в Курошио и даже больше. Вихри, формирующиеся из первого от Японии меандра Курошио, движутся на северо-восток вдоль глубоководного желоба, а вихри, формирующиеся из второго меандра Курошио, движутся сначала на запад или северо-запад

и затем также вдоль желоба на северо-восток. Средняя скорость передвижения теплых рингов 0,5 миль в сутки.

Вихри, формирующиеся на фронте Ойясио, выходят в район к востоку от о. Хоккайдо, сливаясь с вихрями, идущими с юга. В зимний период теплые вихри отступают к юго-востоку и частично закрываются холодными водами. Толщина холодного слоя в таких случаях около 50-70 м, и он сохраняется обычно до начала мая. По мере продвижения к северу и взаимодействия с субарктическими водами теплое ядро вихря разрушается и даже замещается водами холодного промежуточного слоя. В результате вовлечения в вихревое движение вод с различной температурой, их внутренней динамикой и взаимодействия с внутренними волнами антициклоны имеют различную структуру поля ТПО: однородно теплая, кольцеобразная с холодным центром, серповидная с холодным загоном в тыловой части (с юго-востока) и спиралевидная. Выходя в район южных и средних Курильских островов, они формируют здесь теплые области указанных очертаний и обостренные термические фронты (Истоки, 1997).

Глава 2. Общие закономерности пространственно-временного распределения сайры в северо-западной части Тихого океана

2.1. Условия обитания и биологическая характеристика тихоокеанской сайры

Тихоокеанская сайра (*Cololabis saira*) является представителем семейства скумбрещуктовых и относится к низкобореальному-субтропическому, приазиатскому виду (Филатов, 2015). Она потребляет зоопланктон, в частности копепод, эвфаузиевых рачков, икру и личинки рыб (Великанов, 2001), и в то же время является добычей для других рыб, морских птиц и млекопитающих, играя значимую роль в экосистеме (Huang et al., 2007).

На пространственно-временное распространение сайры влияет ряд факторов, включая океанологические, биологические и климатические, а также деятельность человека. Популяция сайры подвержена влиянию межгодовых и сезонных изменений в атмосфере и океане, что отражается на ее численности (Филатов, 2015).

Огромное влияние на распространение сайры оказывает температура среды. Она принадлежит к субтропической умеренно тепловодной ихтиофауне и отсутствует как в холодных арктических водах, так и в тропической зоне. При естественных условиях по вертикали сайра не опускается ниже слоя термо- и пикноклина и находится в 10-30-метровом слое. При прогреве вод течения Куроиси слой скачка заглубляется, соответственно здесь сайровые косяки наблюдаются на глубине 50 м и ниже (Филатов, 2015).

В работе Sullivan (1954) исследовалось воздействие температуры воды на перемещение рыб и их распределение, изучалась роль рецепторного механизма центральной нервной системы рыбы в реакции на температуру. Исходя из результатов, был сделан вывод о том, что рыба выбирает воду определенной температуры из-за влияния температуры на ее активность. Также было отмечено, что колебания температуры воды могут воздействовать на рыб как раздражители, регуляторы процессов метаболизма, а также как регуляторы физической активности.

Ученые по-разному оценивали в своих работах оптимальную температуру для распространения сайры (Новиков, 1966; Huang et al., 2007), однако Филатов (2015) отмечает, что сайра может обитать в широком диапазоне температур от 5,5 до 28,0°C. При этом летом и осенью сайра нагуливается и образует скопления в благоприятных для нее поверхностных водах течений Ойясио и Камчатско-Курильском, включая их ветви, которые обычно прогреваются до 8-14°C; а в зимне-весеннее время, когда у большей части популяции проходит период нереста, сайра располагается в субтропических водах течения Куроиси и смешанных водах течения Куроиси и Ойясио, которые в этот период имеют

температуру 16-21°C. Такие значения температуры определяют наибольшую вероятность встречи сайровых косяков, состоящих из половозрелых и нерестящихся особей.

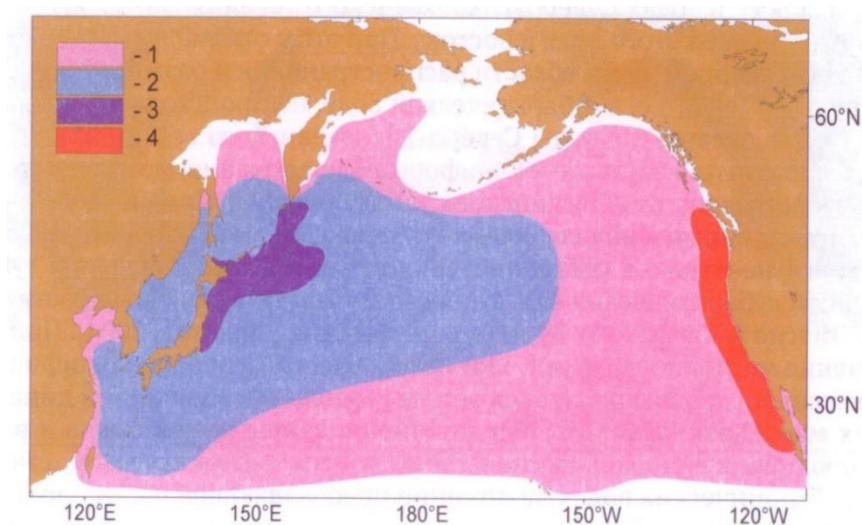


Рис. 2.1.1. Распределение тихоокеанской сайры. 1 – ареал; 2 – акватория основного места обитания части популяции, нерестящейся в водах течений Ойясио, Куроисио и Цусимского; 3 – район формирования промысловых скоплений, облавливаемые флотом России, Японии и странами Юго-Восточной Азии; 4 – акватория основного места обитания части популяции, нерестящейся в водах Калифорнийского течения и течения Дэвидсона (Филатов, 2015).

Ареалы массовых пелагических рыб приурочены либо к бореальным и умеренным районам, либо к районам с адвекцией холодных вод (Филатов, 2015). Ареал распространения сайры (рис. 2.1.1) по долготе простирается от берегов Азии до Северной Америки и по широте от 25° до 50° с.ш. (Великанов, 2001). С гидрологической точки зрения она обитает в неоднородных субарктических, смешанных и субтропических водных массах (Филатов, 2004, 2015). Большая часть ареала сайры находится под воздействием мощных течений – теплого Куроисио и холодного Ойясио. Взаимодействие течений создает сложную систему потоков, вихрей и фронтов между ними, а направление течений и их локальная приуроченность изменяется с течением времени (Филатов, 2015). Границы ареала подвержены значительным сезонным и межгодовым изменениям, связанным с широтным смещением положения продуктивных зон и миграциями сайры (Байталюк, 2004). Известно также, что сайра не заходит в опресненные районы прибрежной акватории и встречается лишь в водах с нормальной океанической соленостью (Румянцев, 1947).

Пелагические гидробионты, к которым относится сайра, в своем развитии приспособлены к сезонным изменениям условий окружающей среды и адекватно реагируют на них изменением биологического состояния. Теплому сезону соответствует нагульный период рыб, холодному – зимовальный (диапауза), а перед сменой холодного на теплый происходит нерест. Причем со сменой сезонов поведение и биологические

характеристики, включая степень созревания половых продуктов, жирность, накормленность и др., сильно отличаются (Родин, 2000).

Часть ареала, где происходит нерест сайры, занимает южные районы распространения вида и расположена в субтропических и смешанных водах северной половины Тихого океана. Северная граница проходит от северо-западного побережья о. Хонсю к берегам Калифорнии (в открытом океане по 40°-42° с.ш., а в приамериканских – по 30°-32° с.ш.), на всём своем протяжении совпадая с Северным полярным фронтом. Южная граница, совпадающая с южной границей распространения вида, проходит от островов Рюкю к южной оконечности полуострова Калифорния и пересекает океан по 20°-25° с.ш., огибая Гавайские острова с севера (Филатов, 2015). После единственного нереста сайра элиминирует (Филатов, 2004, 2015).

Информация о продолжительности жизненного цикла тихоокеанской сайры за полвека претерпела значительные изменения. Румянцев (1947) ранее определил, что продолжительность жизни сайры составляет более 5 лет, расценивая кольца на чешуе рыбы как годовые. Это было подтверждено позднее (Новиков, 1969). Однако позднее Темных (1985) установила, что ее возраст был завышен, и оценила ее максимальный возраст в 2 года.

С развитием микроскопической техники стало возможным исследование на отолитах не годовых, а суточных колец. В работе Watanabe et al. (1988) сделано предположение, что микро-инкрементирование отолита (твердое образование на поверхности клетки) происходит ежедневно. На основе этого теоретического предположения был сделан вывод, что в северо-западной части Тихого океана сайра растет быстрее, чем в северо-восточной. Также они заключили, что за год сайра в северо-западной части достигает размера 30 см. Однако, данная теория требовала верификации, которая была сделана позже Watanabe и Kuji (1991). Для этого около японского острова Ошика были собраны образцы естественно выметанных личинок сайры, которые позже были выращены в резервуаре с морской водой. Экспериментальным путем была изучена периодичность формирования инкремента отолита и предположение, данное выше, а также соотношение роста сайры в северо-западной и северо-восточной частях океана и оценка возрастной структуры были подтверждены.

Современные авторы указывают на то, что продолжительность жизни сайры составляет около 2 лет (Байталюк, 2004; Филатов, 2004). Также известно, что при переходе из зоны смешения в субарктические воды, у сайры происходит смена физиологических процессов, которые отражаются на ее жизненном цикле и процессе роста (Байталюк, 2004; Suyama et al., 2006).

Существуют три основные группы, которые выделяют в обширном ареале сайры: американская, алеутская и азиатская, обитающая непосредственно в районе исследования. Филатов (2015) утверждает, что выселяющиеся косяки азиатской группы постоянно пополняют американскую и алеутскую группировки.

Наиболее многочисленна сайра азиатского типа в северо-западной части Тихого океана. Здесь ее ежегодный вылов составляет более 500 тыс. т. В настоящее время именно она составляет главный интерес исследований для ученых из России, Японии, Республики Кореи и Республики Китай. Суммарный вылов этих стран за последние несколько лет составил более 30% мирового вылова сайры (Филатов, 2015).

2.2. Особенности формирования скоплений сайры и их миграции

Скоплением называется такой концентрированный объем рыбы, который дает промысловые (экономически эффективные) уловы, на которые не влияют ни тип судна, ни орудия лова и пространственное построение (Родин, 2000).

Скопления нагульной рыбы формируются вокруг скоплений пищи, так как в этом случае процесс питания происходит по линии наименьших энергозатрат, то есть рыба остается с положительным балансом энергии. Скопления пищи (зоопланктона) концентрируются в зонах гидрологических фронтов, районах конвергенции вод с различными температурно-соленостными характеристиками. При смешении этих вод происходит уплотнение и локальная конвекция. Теплые воды, как правило, несут в поверхностном слое зоопланктон весенней генерации (Родин, 2000). Сайра, являясь стайной рыбой, образует значительные скопления в преднерестовый и нагульный периоды. В основном на этих скоплениях базируется ее промышленный лов (Филатов, 2015).

Биологическая особенность сайры состоит в том, что зимой, в период нереста, она придерживается сравнительно теплых субтропических вод, а по мере весеннего прогрева, устремляется на север в места нагула (Булатов и др., 2008; Новиков, 1966), расстояние только в одну сторону может достигать 1500 миль (Филатов, 2015).

Рыбы могут определять температурные градиенты в воде, что позволяет им путем выбора вод с определенной температурой, контролировать температуру своего тела. Температурные фронты являют собой наиболее благоприятные условия для миграции рыб (Huang et al., 2007).

В работе Старицына и др. (2004) было определено, что максимальная продуктивность лова сайры отмечается на периферии антициклонических образований, где дивергенция полного потока близка к нулю.

В мезомасштабном спектре значительное воздействие на промысел сайры оказывает краткочастотная изменчивость положения гидрологических фронтальных зон, у которых рыба задерживается (Филатов, 2015). Приуроченность сайры к океаническим фронтам была известна задолго до спутниковых исследований океана (Левасту, Хела, 1974; Новиков, 1966). С развитием дистанционного зондирования Земли, эта тема стала чаще появляться в публикациях (Устинова и др., 2007; Булатов и др., 2008; Фукс, Белоненко, 2006; Huang et al., 2007).

В начале 2000-х гг. была обнаружена приуроченность сайры к пограничным зонам неоднородностей в поле уровня, причем нахождение их скоплений в наименьших аномалиях уровня было более вероятно (Старицын и др., 2004). Эти участки совпадали с положением гидрологических фронтов, однако не все гидрологические фронты совпадали с наименьшими аномалиями уровня. Сравнивая альтиметрическую информацию с ИК изображениями, признают, что уровень моря является более показательным предиктором океанографических условий, чем температура поверхности воды, потому что он является интегральным показателем процессов во всей толще океана, дает описание фронтальных зон, вихрей, зон даунвеллинга и апвеллинга, а также прямо связан с изменчивостью атмосферных условий. Неоднородности уровня океана отражают структурные океанологические образования, имеющие глубину в десятки и сотни метров, которые не всегда можно обнаружить на ИК изображениях (Старицын и др., 2004).

Комплексом благоприятных условий для формирования скоплений сайры (при отсутствии хотя бы одного из параметров, формирования скопления не произойдет) являются следующие эмпирические характеристики (Филатов, 1984):

- градиент в сезонном термокLINE не менее $0,19^{\circ}/\text{м}$;
- толщина верхнего квазиоднородного слоя не менее 6 метров (верхняя граница слоя определяется как поверхность моря, а нижняя – значением вертикального градиента температуры воды $\leq 0,1^{\circ}/\text{м}$);
- концентрация кормового зоопланктона в верхнем квазиоднородном слое не менее $0,4 \text{ г}/\text{м}^3$;
- концентрация фитопланктона в верхнем квазиоднородном слое $0,01\text{--}5,6 \text{ г}/\text{м}^3$.

Причем, в пределах района, ограниченного перечисленными параметрами, выделяются те участки, где значения градиента в сезонном термокLINE и кормового зоопланктона в верхнем квазиоднородном слое наибольшие.

Наиболее благоприятные зоны для нагула сайры связаны с зонами развития среднего или крупного зоопланктона (Филатов, 2015). При этом избегаются зоны развития фитопланктона, так как на этих участках прозрачность воды значительно ниже, чем в

соседних, в результате чего нарушается зрительная связь между рыбами, что приводит к дезориентации и нарушениям имитационного поведения рыб в стае.

Миграции сайры бывают двух типов: 1. Сезонные (из мест нереста в места нагула); 2. Вертикальные (в течение дня).

С наступлением весны тихоокеанская сайра начинает активно перемещаться на север, в более богатые планктоном воды. К концу июня она проникает в богатые планктоном холодные субарктические воды, где начинается период нагула. В июле косяки сайры появляются у Курильских островов и у берегов Камчатки, нередко заходя в Берингово море. С началом охлаждения вод и усилением Ойясио сайра смещается на юго-запад. В трансформированных водах субарктической структуры нагулявшиеся косяки начинают нерест уже в августе-сентябре. Остальная часть продолжает нагул, смещаясь с водами субарктической структуры на юг и юго-запад к границе с водами зоны смешения субтропических и субарктических вод (Филатов, 2015).

Подробно этапы сезонной миграции сайры, которые представлены на рис.2.2.1, описал Филатов (2015):

1 этап: перемещение молоди сайры из субтропических вод, прилегающих к югу Японии и Корейскому полуострову, в Японское море и Зону смешения субтропических и субарктических вод; также перемещение из мест нереста у тихоокеанского побережья островов Хонсю и Хоккайдо в Зону смешения.

2 этап: перемещение молоди и взрослых особей в Зону смешения в зимне-весенний период.

3 этап: миграции сайровых косяков из Японского моря в Тихий океан через Сангарский пролив и из Японского моря в Охотское через пролив Лаперуза; перемещение косяков из вод Зоны смешения в субарктические океанические воды, в воды Камчатско-Курильского течения и течения Ойясио, распространение их вдоль всей Курильской гряды и юга Камчатки.

4 этап: переход части сайровых косяков в Охотское море из Тихого океана через проливы северных Курильских островов и распространение их по акватории моря, согласно схеме течений Охотского моря; смещение косяков с тихоокеанской стороны с водами Камчатско-Курильского течения и течения Ойясио вдоль Курильских островов в юго-западном и южном направлениях; накопление сайры в южной части Охотского моря и смешивание с сайрой Японского моря; выход сайровых косяков через проливы южных Курильских островов в Тихий океан и смешение с сайровыми косяками, нагуливавшимися в водах течения Ойясио.

5 этап: смещение косяков сайры вместе с трансформированными водами течения Ойясио в юго-западном направлении вдоль побережья островов Малой Курильской гряды, Хоккайдо и Хонсю, переход в воды Зоны смешения; смещение сайровых косяков с водами Приморского течения в западной части Японского моря и выход их в трансформированные субтропические воды южной части моря; смещение сайровых косяков из зоны второй и третьей ветвей Ойясио, а также вод Камчатско-Курильского течения в юго-западном, юго-восточном и восточном направлении в Зону смешения с последующим выселением большей их части вместе с молодь, нагуливавшейся в этих водах в летне-осеннее время, в центральной области Тихого океана.

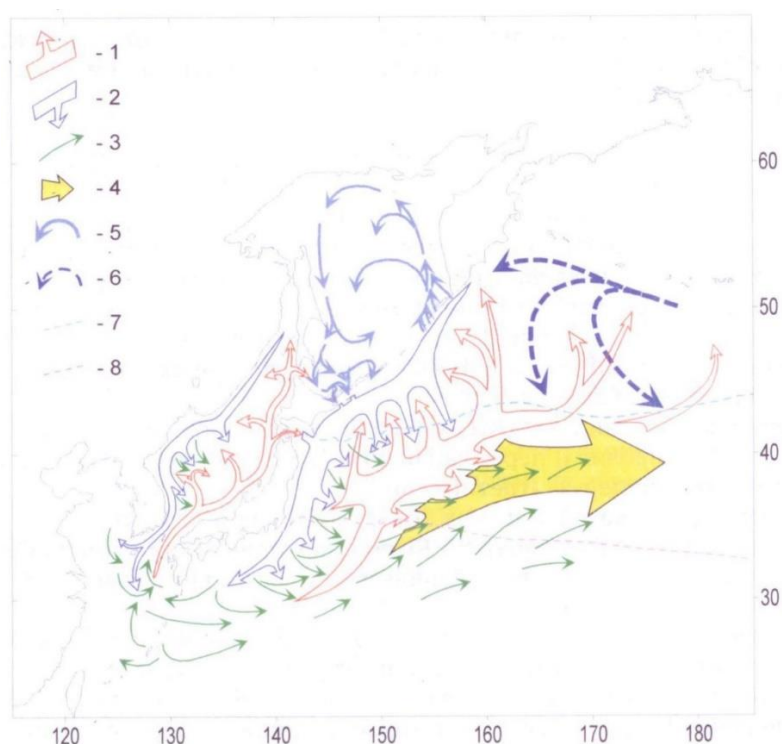


Рис. 2.2.1. Схема миграций тихоокеанской сайры в северо-западной части Тихого океана.

1 – весенне-летние (март-август) миграционные потоки в субарктические воды; 2 – летне-осенние (август-декабрь) миграционные потоки из субарктических вод в районы нереста;

3 – перенос икры, личинок и мальков из мест нереста (январь-декабрь); 4 – выселение молоди и взрослых особей (январь-декабрь); 5 – направление перемещений косяков сайры в Охотском море (август-ноябрь); 6 – направление перемещений косяков сайры в зоне Алеутского круговорота (август-ноябрь); 7 – Субарктический фронт; 8 – фронт Куроисио (Филатов, 2015).

Вертикальные миграции сайры, как и других планктоноядных рыб, зависят как от физиологического состояния рыбы, так и от сезона года и имеют сходные черты в схеме вертикальных миграций с планктоном (Зуссер, 1958; Мантейфель, 1980).

Зуссер (1961) провел эксперимент, в котором определялась реакция на свет сытых и голодных рыб, а также сигнальное значение света для стайных рыб. В роли подопытных использовались рыбы верховки (*Leukaspius delineates* L.), которые, являясь стайными планктонофагами, имеют схожие вертикальные миграции с сайрой. В ходе эксперимента было установлено, что для рыб, питающихся планктоном, рефлекс питания срабатывает с наступлением сумерек. Так, голодные рыбы в эксперименте предпочитали свет, а сытые – темноту. Поэтому утром у сытых рыб сильнее выражен оборонительный характер, вследствие чего они опускаются в нижние слои, где нет сильного влияния солнечного излучения, хищников, шума судов и других раздражителей, которые незначительны для голодных рыб. Причем горизонт, до которого опускаются рыбы, определяется зрительным рецептором, плавательным пузырем, температурой, кислородным режимом и другими параметрами.

Как и многие другие стайные планктофаги, сайра положительно реагирует на искусственные источники света, что используется при ее облове промысловыми судами (Saitoh, 2010). В районах с благоприятными для нагула условиями сайра в первую половину ночи слабо реагирует на искусственные источники. В противоположность этому в районах, где корма недостаточно, реакция на источники света очень хорошая в течение всей ночи (Филатов, 2015). Причиной положительной реакции на свет является безусловный пищевой рефлекс (Зуссер, 1961).

Вследствие того, что сайра относится к зрительным гидробионтам, она не может питаться в темное время суток (как известно (Филатов, 2015), приближение глубоких циклонов к району на расстоянии 500-800 миль также ухудшает реакцию рыбы на искусственные источники света). Пик суточной интенсивности питания сайры приходится на вечерние и утренние сумерки (Зуссер, 1961).

Глава 3. Субмезомасштабная динамика вод

Увеличение пространственного разрешения спутниковых наблюдений, а также данных моделирования позволяет исследовать океанологические структуры и процессы в масштабе километра – такие процессы классифицируются как субмезомасштабные. Они вносят большой вклад в вертикальный перенос массы и веществ в верхний слой океана и увеличивают связь между слоем пикноклина и поверхностью, а также транспорт биогеохимических свойств водных масс. Субмезомасштабные процессы играют важнейшую роль в изменении стратификации верхнего слоя океана и структуры перемешанного слоя на временном интервале в несколько дней. В целом, процессы субмезомасштаба можно характеризовать как локализованные области, которые обычно располагаются вдоль струй течений, в которых относительная вертикальная завихренность $\zeta = v_x - u_y$ равна или превышает планетарную завихренность f , а ее вертикальные сдвиги могут быть достаточно значительными. Динамика вод в данных областях отличается от мезомасштабной динамики, которая характеризуется маленьким числом Россби ($Ro \ll 1$) и большим числом Ричардсона ($Ri \gg 1$). Субмезомасштабные потоки определяются числом Россби $Ro = |\zeta|/f$ и числом Ричардсона $Ri = N^2/|\partial_z u_h|^2$ порядка единицы (где u_h – горизонтальная скорость, $N^2 = b_z$ – квадрат частоты плавучести, $b = -g\rho/\rho_o$ – плавучесть, ρ – плотность, g – ускорение свободного падения, и ρ_o – плотность пресной воды). Другой вид записи чисел Ричардсона и Россби следующий: $Ri_b = N^2 H^2 / U^2$ и $Ro_b = U/fL$ (U , H , и L – характерная скорость, вертикальный и горизонтальный масштабы скорости, соответственно), и также характеризоваться числом Бюргера $Bi = N^2 H^2 / f^2 L^2$ порядка единицы и числом Фруда $Fr = U/NH = 1/\sqrt{Ri_b} > 1$.

Также субмезомасштабные процессы можно описать в терминах потенциальной завихренности Эртеля $q = (f + \zeta) N^2 + \omega_h \nabla_h b$, где $\omega_h = (w_y - v_z, u_z - w_x)$ – горизонтальная завихренность и $\nabla_h b$ – латеральный (горизонтальный) градиент плавучести. Таким образом, субмезомасштабная динамика тесно связана с процессами, которые изменяют потенциальную завихренность, такими как касательное напряжение ветра и адвекция потенциальной завихренности вихрями.

В субмезомасштабной динамике отмечается асимметрия сил апвеллинга и даунвеллинга, а также антициклонической и циклонической завихренностей – здесь преобладает циклоническая завихренность и, соответственно, процессы даунвеллинга.

Вертикальные скорости в динамике субмезомасштабных процессов намного больше, чем в мезомасштабных, поэтому субмезомасштабные вертикальные потоки

биогенных элементов играют значительную роль в увеличении биопродуктивности не только в субтропических круговоротах, но и во всем Мировом океане.

Бароклинная неустойчивость меандров фронтов и нелинейные горизонтальные адвективные процессы способствуют локальному увеличению горизонтального градиента плавучести, таким образом, формируя субмезомасштабные структуры. Этот механизм часто встречается в верхнем слое океана. В течение этого процесса происходит образование узких областей, в которых большие значения имеют горизонтальные сдвиги и относительная завихренность, а числа Россби и Ричардсона порядка единицы. На этих участках скорость горизонтальной деформации $S \equiv ((u_x - v_y)^2 + (v_x - u_y)^2)^{1/2}$ также достигает больших величин, и за счет агеострофической опрокидывающей циркуляции достигаются значительные вертикальные скорости (Thomas et al., 2008).

Субмезомасштабные процессы влияют на биогеохимические свойства океана несколькими способами. Во-первых, в следствие того, что вертикальные субмезомасштабные скорости в значительной степени больше, чем мезомасштабные, вертикальные потоки в них способствуют увеличению продуктивности фитопланктона и обмену газами с атмосферой. Продуктивность фитопланктона лимитируется доступностью биоогенных элементов, которые в большом количестве находятся на глубине, и солнечной энергией, максимальные потоки которой приходятся на поверхность. Моделирование показывает, что восходящий поток питательных веществ в фотическую зону и, соответственно, новая продукция увеличиваются с постепенным увеличением разрешения горизонтальной модели (увеличение разрешения с 40 до 10 км (Mahadevan, Archer, 2000) и с 6 до 2 км (Lévy и др., 2001)), что означает, что именно субмезомасштабные процессы оказывают значительное влияние на изменение биогехимического состава океана. Во-вторых, так как вертикальное движение сильно связано с горизонтальной деформацией в субмезомасштабе, области высокой деформации, в которых растягиваются трассирующие струи и перемешиваются адвекцией на поверхности, также являются областями интенсивного апвеллинга/даунвеллинга. Вертикальные скорости, в свою очередь, могут влиять на горизонтальное перемешивание цветения фитопланктона и повышать продуктивность фитопланктона за счет подачи питательных веществ. Дальнейший эффект субмезомасштабных процессов на биогеохимические свойства океана заключается в том, что они создают горизонтальные градиенты в масштабе 1 км и пространственную неоднородность распределения биогеохимических свойств.

Рестратификация верхнего перемешанного слоя субмезомасштабными потоками осуществляется за счет доступной потенциальной энергии, передающейся от более крупных бароклиньных течений, в которых они формируются. Эта характеристика

субмезомасштабных потоков, которая является следствием их сильной вторичной циркуляции, дает представление об их важной роли в энергетическом бюджете океана.

Передача энергии от субмезомасштабных процессов и явлений к процессам и явлениям меньшего масштаба может оказывать большое влияние на перемешивание и диссипацию вод. Также, влияние субмезомасштабной динамики на вертикальный перенос плавучести, импульса и биогеохимических свойств вод делает ее исследование важным для настоящей работы (Thomas et al., 2008).

Глава 4. Материалы и методы анализа

4.1. Продукты сервиса Copernicus Marine Environment Monitoring Service

В исследовании использовались продукты сервиса Copernicus Marine Environment Monitoring Service CMEMS (<http://marine.copernicus.eu/>) по следующим переменным: **температура поверхности океана (ТПО), возвышение уровня (ДТ), соленость.**

Для работы со значениями ДТ и солености был выбран продукт *GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-025* (Garric et al., 2016), в основу которого положена численная модель реанализа GLORYS2V4. Данный продукт 001-025 покрывает период с 1993 по 2015 гг. и доступен для пользователей в виде трехмерных среднемесячных (3D) и двумерных среднесуточных (2D) значений полей.

Реанализ GLORYS2V4 – это численная реализация океанической модели NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) версии 3.1 (Madec, 2008), которая включает 3 составляющие: поверхностные атмосферные граничные условия; метод ассимиляции данных; ассимиляция наблюдений.

Структуру гидротермодинамической модели NEMO составляет трехполюсная сетка ORCA с горизонтальным разрешением $\frac{1}{4}^\circ$ (три полюса располагаются в Антарктике, Северной Азии и Северной Канаде), что соответствует 22 км в области мыса Гаттерас (район Гольфстрима). Вертикальная сетка имеет 75 z-уровней с разрешением 1 м около поверхности, 200 м в областях, где глубина океана больше 3 км и 24 уровня в верхнем 100-метровом слое.

Математическая формулировка модели NEMO основана на уравнениях, в которых приняты приближения Буссинеска, гидростатики и несжимаемости.

В рамках этой модели используются несколько систем координат: сферическая, декартова и криволинейная. Использование различных систем координат позволяет строить глобальные и региональные реализации NEMO, а также модели, в которых используются криволинейные сетки, позволяющие обеспечить удовлетворительное разрешение приповерхностных и придонных пограничных слоев. В модели предусмотрен интерфейс для подключения модели воспроизведения ледового режима и модели биохимических трансформаций для оценки качества воды. Кроме того, предусмотрена возможность подключения глобальных моделей циркуляции атмосферы для задания внешних воздействий.

Горизонтальный градиент давления представлен наличием свободной поверхности, в которой исключены высокочастотные гравитационные волны.

Старт модели приурочен к дате 4 декабря 1991 г. с фиксированной температурой и соленостью, для которых начальные условия были взяты из EN4 – продукта, улучшенного с применением регрессии (Good et al., 2013). В первую и вторую неделю прогона модели шаг по времени составлял 720 секунд, далее шаг увеличился до 1440 секунд и оставался таким до конца эксперимента. В первые две недели данные не ассимилировались.

Метод ассимиляции данных основывается на фильтре Калмана. Также, когда было достаточно наблюдений, использовался метод коррекции смещения (bias correction) для корректировки крупномасштабных смещений температуры и солености.

Среднее стерическое изменения уровня поверхности моря, которое происходит из-за вертикального сжатия или расширения морской воды и обусловлены главным образом изменением температуры и в меньшей степени солености деятельного слоя океана (Белоненко и др., 2006), принято за ноль.

Ассимилированные наблюдения состоят из спутниковых данных полей ТПО, ДТ и *in situ* профилей температуры и солености.

Для ассимиляции ДТ необходимо знание средней высоты поверхности моря (MSSH), которая в модели является скорректированной версией средней динамической топографии (MDT). В качестве MDT используется динамическая топография – продукт «CNES-CLS13», который использует последнюю версию геоида GOCE и заменяет продукт “CNES-CLS09” – MDT, используемую в предыдущих версиях модели (Rio et al., 2011).

В модели NEMO использовались альтиметрические данные динамической топографии следующих спутников: Topex/Poseidon (1992/09-2002/04), ERS-1, 2 (1992/10-2002/10), GFO (2000/01-2008/09), Jason-1 (2002/04-2008/10), Topex/Poseidon new (2002/09-2005/10), Envisat (2002/10-2010/10), Jason-2 (2008/10), Jason-1 new (2009/02-2012/03), Envisat new (2010/10-2012/04), Cryosat 2 (2011/01), AltiKa (2013/03), H2-YA2 (2014/04-2016/01).

Температура поверхности океана ассимилируется один раз в день путем усвоения данных анализа AVHRR с разрешением $1/4^\circ$.

Ассимиляция *in situ* профилей температуры и солености использует базу данных CORA 4.1, предоставляемой CMEMS IS TAC (<http://www.coriolis.eu.org/Data-Products>).

Поля значений ТПО были извлечены из продукта *SST_GLO_SST_L4_REP_OBSERVATIONS_010_011* (McLaren et al., 2014). Входными данными для продукта являются данные вторичной обработки спутниковых массивов радиометров (A)ATSR и AVHRR Pathfinder, а также данных *in situ* базы данных ICOADS (суда и буи). Продукт содержит ежедневные данные анализа значения ТПО, свободные от суточной изменчивости, уровня L4 с разрешением регулярной сетки $0,05^\circ \times 0,05^\circ$.

В ходе обработки данных продукта был использован метод коррекции смещения (bias correction) спутниковых данных, который был необходим по нескольким причинам: водяной пар и аэрозоли в атмосфере, крайняя шероховатость поверхности, проблемы инструментальной калибровки. Этот метод основан на соответствии статистик между спутниковыми данными и соответственными измерениями, которые, предполагалось, не должны быть смещенными. Соответственными данные были все массивы *in situ*, а также ATSR-2/AATSR.

Данные сервиса Copernicus Marine Environment Monitoring Service для этого района были получены в формате .netcdf, для работы с которым использовалась среда разработки алгоритмов MATLAB.

В работе анализировались поля динамической топографии, ТПО и солёности. Для данной работы особый интерес представляют **аномалии характеристик, в том числе аномалии уровня (ДТ), аномалии ТПО, солёности**, которые также исследовались в работе. Для получения аномалий был **разработан алгоритм**, в котором входными данными являлись скачанные продукты сервиса CMEMS. Далее из этих данных вычиталась крупномасштабная изменчивость – средние значения в квадрате $2^\circ \times 2^\circ$. Осреднение производилось с использованием фильтра скользящего среднего. Выходные массивы представляют собой поля аномалий исследуемых переменных.

4.2. Модель FESOM 1.4

Для выполнения данного исследования массив реанализа FESOM по Южно-Курильскому району был любезно предоставлен специалистами Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, AWI) (Бремерхафен, Германия). В исследовании используются данные по температуре (T), солёности (S) и вертикальной составляющей скорости (W) модели *FESOM 1.4* (Finite-Element Sea Ice-Ocean Model). Дискретность массивов по времени составляет 5 суток. Шаг между узлами регулярной сетки – $0,05^\circ$ по широте и долготе. Полученные данные являются массивом в формате .netcdf (Network Common Data Form), для работы с которым используется среда разработки алгоритмов MATLAB.

Для получения пространственных аномалий температуры был разработан алгоритм, в котором входными данными являлись поля температуры из модели FESOM 1.4. Далее, с использованием фильтра скользящего среднего, из первоначальных данных вычитались средние значения в сетке $0,5^\circ \times 1^\circ$ для того, чтобы убрать из них мезомасштабную динамику и далее исследовать субмезомасштабную.

FESOM 1.4 (URL: <http://fesom.de/>) представляет собой модель глобальной циркуляции океана, в которой используются методы неструктурной сетки (рис.4.2.1), следующая FESOM 2 использует метод конечного объема, который увеличивает вычислительную эффективность. Обе эти версии включают ледовую модель, основанную также на методе конечного элемента (Finite-Element Sea Ice Model – FESIM). Главным достоинством FESOM 1.4 является вариативность пространственного разрешения – она позволяет использовать высокое пространственное разрешение в динамически активных регионах, а в остальных случаях оставляет его относительно грубым. Модель разработана исследователями Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI) с целью исследований климата. Валидация модели выполнялась с использованием 16-летней симуляции Северной Атлантики (7° - 80° с.ш.). Поверхностная сетка определяет горизонтальное разрешение, которое изменяется от 0,3° до 1,5° (Danilov et al., 2004).

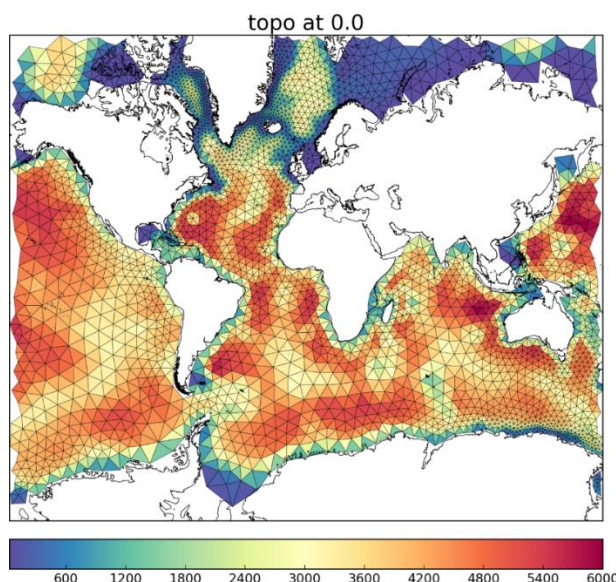


Рисунок 4.2.1. Пример сетки FESOM 1.4 очень низкого разрешения

Для решения основных уравнений в модели FESOM 1.4 используется метод конечных элементов. В двухмерной модели FESOM 1.4 используется треугольная поверхностная сетка. Трехмерная сетка создается путем углубления вертикальных линий, начинающихся от узлов поверхности 2D, формируя призмы, которые далее разделяются на тетраэдральные элементы (Wang et al., 2014).

4.3. Промысловые планшеты

Важное место в работе занимают данные по локализации мест промыслового флота тихоокеанской сайры, т.н. **промысловые планшеты** (рис.3.2), взятые из «Атласа суточных и пентадных карт распределения поверхностной температуры и скоплений тихоокеанской сайры в период нагула у Курильских островов» (Атлас..., 2002) ГУП ТИНРО-Центра (Владивосток).

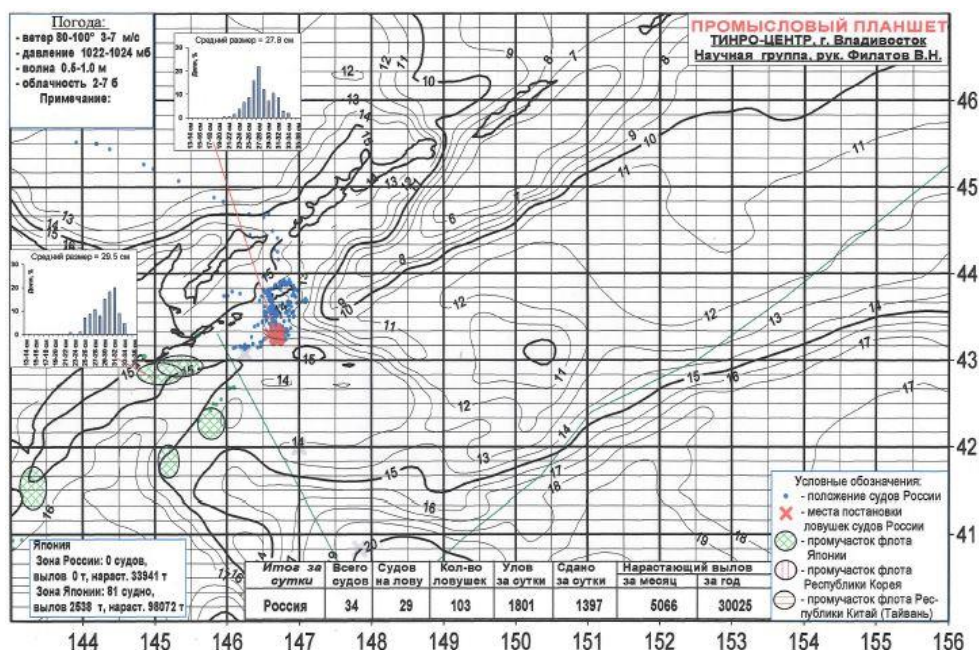


Рис. 4.3.1. Распределение поверхностной температуры на 3-5 октября, положение сайрового флота на 5 октября 2004 г.

Содержание ежесуточных промысловых планшетов:

- Распределение поверхностной температуры, которое формируется на основе спутниковых данных значений температуры поверхности океана. К общему массиву добавляются данные поисковых и добывающих судов за текущие и предшествующие двое суток, а также данные добывающих судов, оснащенных датчиками автоматического зондирования поверхности океана «Термотрак».
- Распределение судов и уловов. Позиции всех добывающих судов по данным всех переключек отмечаются точкой. Крестиком отмечаются позиции судов, имеющих улов, а также места постановки ловушек судами.
- Данные результатов промысла российского флота, которые получают на утреннем объединенном капитанском часе.
- Сведения о промысле иностранными флотилиями. Сведения по этим судам могут иметь суточное запаздывание. Также указывается положение районов лова японского флота и его выловов, которые получают из факсимильных карт японского рыбопромыслового агентства. Эти сведения также будут иметь суточное запаздывание.
- Метеоданные и состояние поверхности океана. В планшете указываются только те метаданные и сведения о состоянии поверхности океана, вызванные погодными условиями, которые могут ограничить работу добывающего флота: направление ветра, давление, высота волны и облачность. В примечании могут указываться некоторые особенности синоптической ситуации, явлений погоды и космофизических явлений, которые влияют на

поведение сайры, либо ограничивают поисковую деятельность судов (прохождение шторма, наличие глубокого циклона в пределах 800 миль от района лова и период полнолуния).

– Размерный состав уловов, который отображается в виде гистограмм с указанием среднего значения. Приводятся только те гистограммы, которые характерны для отдельных промысловых участков.

Для сопоставления промысловых районов и карт распределения океанологических параметров использовался многофункциональный графический редактор Adobe Photoshop CC 2018.

Глава 5. Феноменологический анализ промысловых планшетов вылова сайры и сопоставление их со спутниковой информацией и с данными модели FESOM 1.4

Методом феноменологического анализа в работе были исследованы данные о локализации промысловых скоплений тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе (ЮКР) и сопоставлены с полями гидрологических характеристик по спутниковым и модельным данным за сентябрь 2001 года. Выявленные закономерности будут описаны ниже отдельно по каждому типу данных.

5.1. Спутниковые данные

В ходе исследования была проанализирована зависимость локализации промысловых участков сайрового флота от распределения температуры поверхности океана (ТПО).

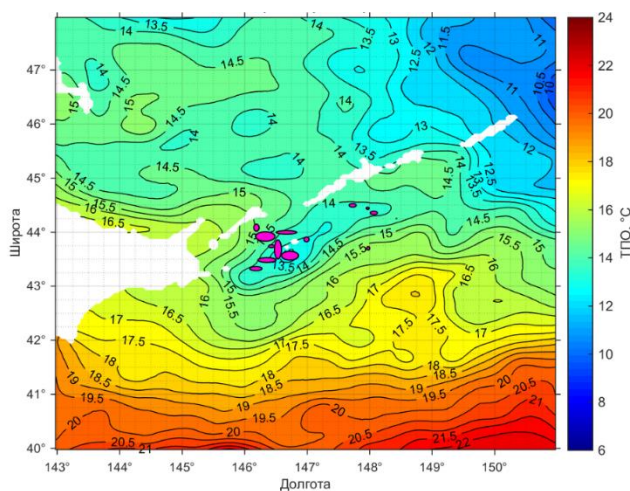


Рис. 5.1.1. Распределение поверхностной температуры в ЮКР. Фигуры – здесь и далее – районы промысла сайры, 17.09.2001

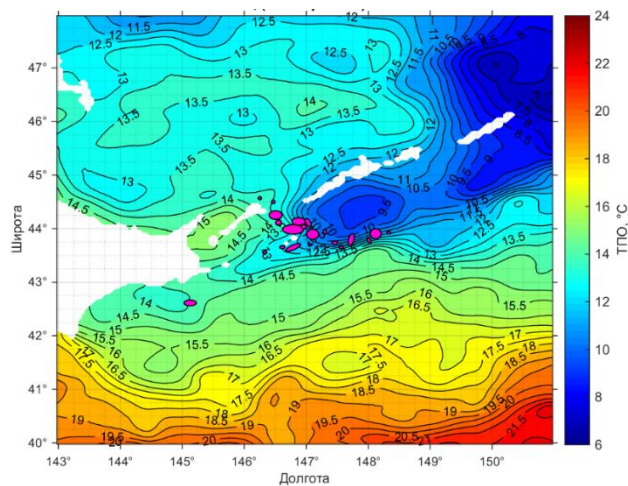


Рис. 5.1.2. Распределение поверхностной температуры в ЮКР, 24.09.2001

Промысловые скопления сайры приурочены к областям значений ТПО от $+10^{\circ}\text{C}$ до $+18^{\circ}\text{C}$. Это соответствует информации, представленной в монографии Филатов (2015).

При анализе распределения значений ТПО и районов вылова сайры, подтвердилась приуроченность сайры к температурным фронтам (рис. 5.1.1, рис. 5.1.2), особенно это отмечается в последнюю декаду сентября.

При анализе графиков аномалий ТПО были выявлены следующие закономерности: места вылова тихоокеанской сайры в исследуемый промежуток времени (сентябрь 2001 г.) приурочены преимущественно к отрицательным аномалиям ТПО (рис. 5.1.3-5.17). И, хотя

значения колеблются от -3°C – $+1^{\circ}\text{C}$, положительные аномалии отмечаются крайне редко. Так, изотерма аномалии $+1^{\circ}\text{C}$ достигается всего один раз за месяц (рис. 5.1.5), представляя собой не концентрацию судов, а положение одного судна. Таким образом, можно сказать, что реальный перепад значений находится в пределах от -2°C до $-0,5^{\circ}\text{C}$.

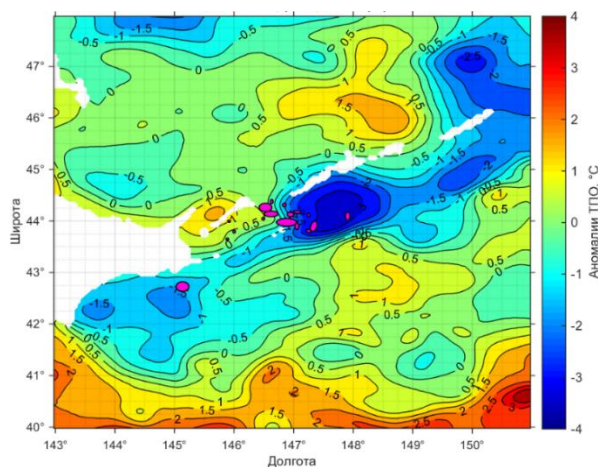


Рис. 5.1.3. Распределение аномалий ТПО в ЮКР, 22.09.2001

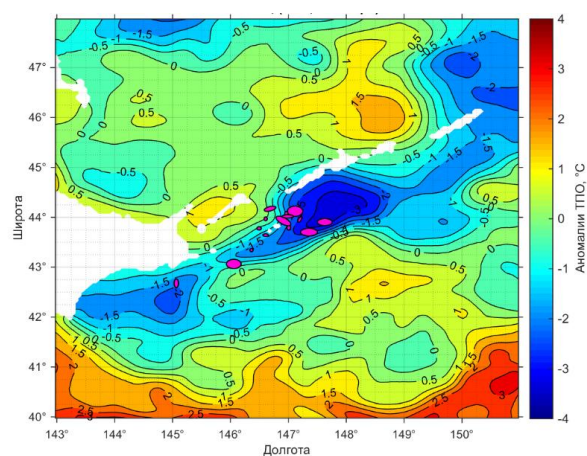


Рис. 5.1.4. Распределение аномалий ТПО в ЮКР, 24.09.2001

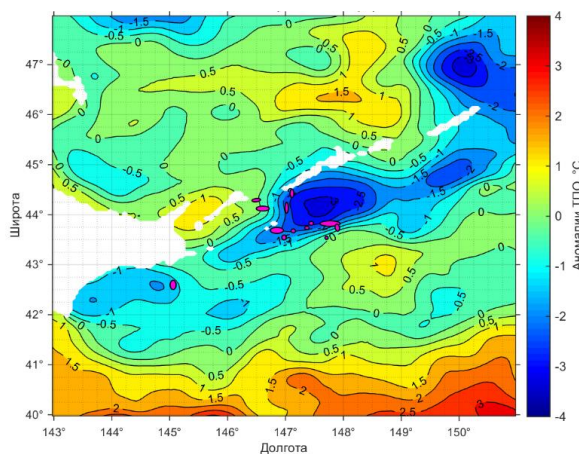


Рис. 5.1.5. Распределение аномалий ТПО в ЮКР, 25.09.2001

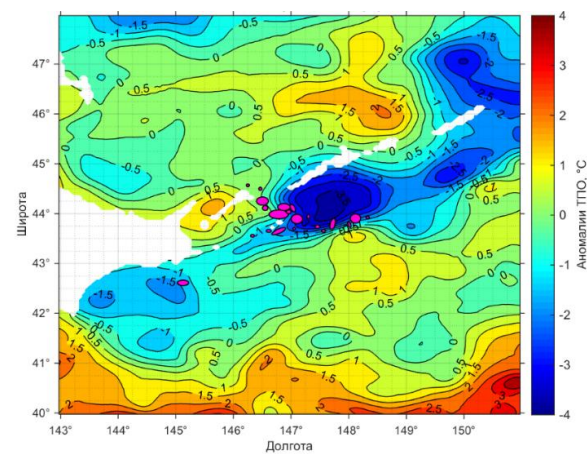


Рис. 5.1.6. Распределение аномалий ТПО в ЮКР, 28.09.2001

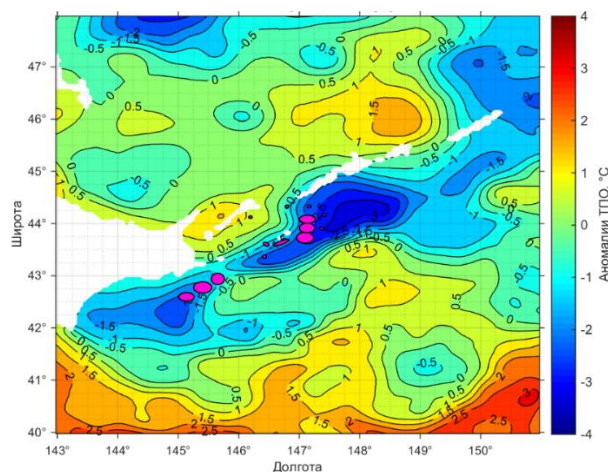


Рис. 5.1.7. Распределение аномалий ТПО в ЮКР, 29.09.2001

Также можно отметить, что места вылова сайры располагались преимущественно на перифериях отрицательных значений ТПО, которые, вероятно, представляли собой наиболее благоприятные зоны для образования скоплений сайры.

С развитием «холодного пятна» аномалий ТПО недалеко от южного побережья о. Итуруп, можно проследить смещение мест выловов со смещением «холодного пятна» в поле аномалий ТПО на северо-восток. В последние дни месяца на юго-западе начинает появляться второе «холодное пятно», где и организовываются устойчивые места вылова сайры (рис. 5.1.6, рис. 5.1.7).

Места вылова сайры за исследуемый период в ЮКР относятся к отрицательным значениям ДТ (стоит отметить, что в районе, отнесенном к промысловым планшетам, вовсе не наблюдались положительные величины ДТ). Значения ДТ в районах промысла колебались от -0,21 м до -0,08 м, причем изолиния -0,21 м достигалась только 23 сентября (рис. 5.1.9). Основную часть промысловых зон можно отнести к значениям -0,18 м – -0,08 м.

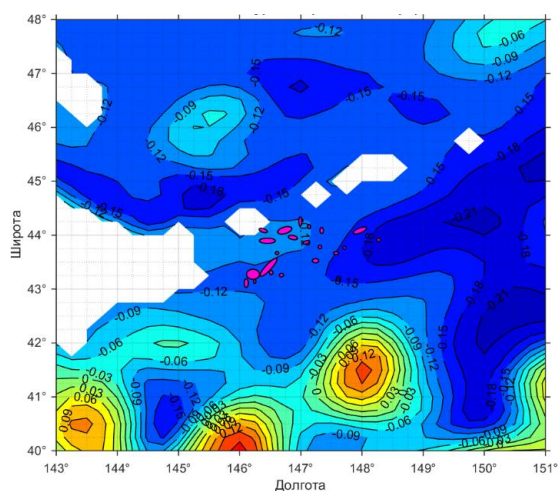


Рис. 5.1.8. Карта возвышения уровня в ЮКР, 18.09.2001

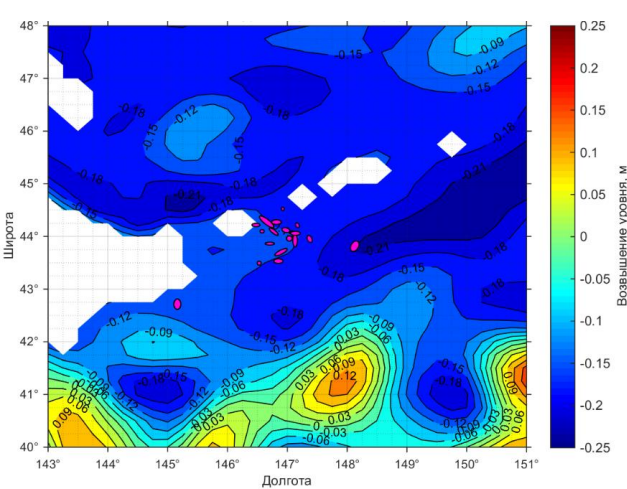


Рис. 5.1.9. Карта возвышения уровня в ЮКР, 23.09.2001

Проанализировав данные, можно сделать вывод о том, что с приходом в район более низких значений аномалий ДТ во второй половине месяца, начиная с 18.09.2001 (рис. 5.1.8), места вылова главным образом оказались приуроченными к аномалиям -0,18 м – -0,12 м.

Как известно, соленость не является одним из основных предикторов определения скоплений сайры, именно поэтому для данной работы используются не абсолютные величины солености, а их аномалии. Феноменологический анализ промысловых данных и полей солености и аномалий солености позволяет утверждать, что в сентябре 2001 года места вылова сайры располагаются в пределах значений солености от 31 ‰ до 32,5 ‰ и аномалий солености -0,9 ‰ – 0,6 ‰ (рис. 5.1.10), однако в продолжении всего исследуемого периода аномалии солености были практически статичны на всей площади исследования,

поэтому выявить приуроченность сайры к определенным структурам в поле аномалий солености выявить не удалось.

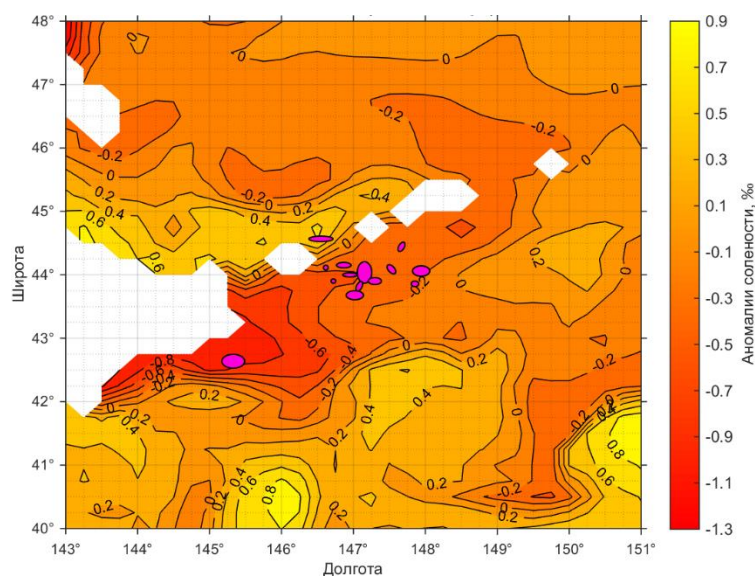


Рис. 5.1.10. Распределение аномалий солености, 20.09.2001

Промысловые скопления сайры приурочены к областям значений ТПО от $+10^{\circ}\text{C}$ до $+18^{\circ}\text{C}$. Это соответствует информации, представленной в монографии Филатов (2015).

При анализе распределения значений ТПО и районов вылова сайры, подтвердилась приуроченность сайры к температурным фронтам (рис. 5.1.3, рис. 5.1.4), особенно это отмечается в последнюю декаду сентября.

5.2. Реанализ FESOM 1.4

Анализ полученных результатов позволяет утверждать, что общий вылов тихоокеанской сайры за сентябрь 2001 года производился преимущественно у острова Шикотан. Именно в данном районе начинает формироваться циклоническая структура (рис. 5.1.8, 5.1.9), которая отмечается в поле температуры по струе воды с повышенной температурой воды ($+18$ - $+21^{\circ}\text{C}$), внутри которой располагаются воды более низкой температуры около $+16^{\circ}\text{C}$ (рис.5.2.1).

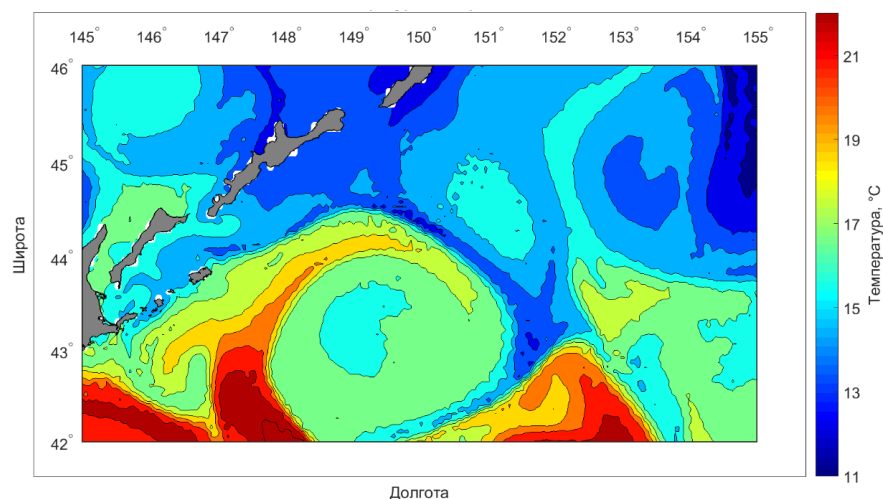


Рис. 5.2.1. Поле поверхностной температуры в Южно-Курильском районе на 17.09.2001

При сопоставлении данных промысловых планшетов по расположению промысловых флотилий и температурных полей, рассчитанных по модели FESOM 1.4, исследование приходит к выводу, что наиболее благоприятным диапазоном температур за исследуемый период времени для формирования сайровых скоплений, является диапазон от $+14^{\circ}\text{C}$ до $+18^{\circ}\text{C}$. Также отмечается приуроченность сайры к температурным фронтам, а именно – скопления рыбы были обнаружены на периферии циклонического образования (рис.5.2.2), описанного ранее.

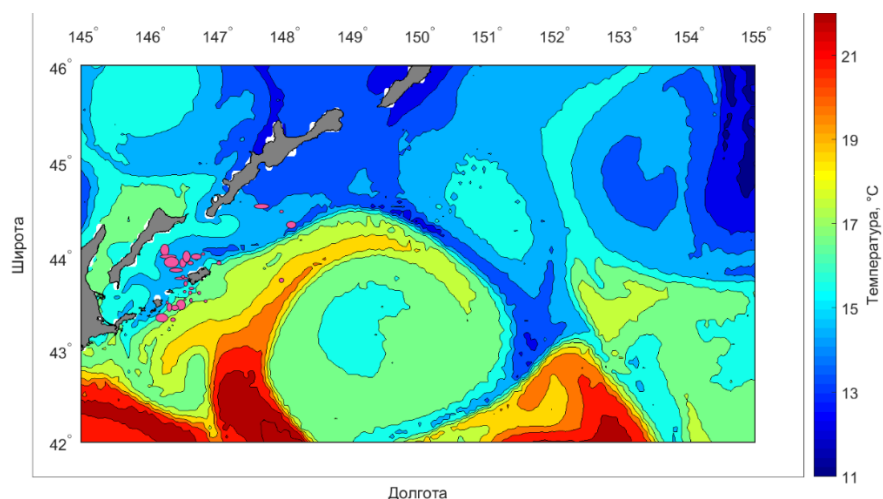


Рис. 5.2.2. Поле поверхностной температуры и скопления тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе на 17.09.2001

Также на протяжении месяца отмечается период, когда струя воды являлась невыраженной, а, следовательно, фронт также был не глубоким (рис.5.2.3). Именно в данный период наблюдались наименьшие скопления сайры в исследуемом районе.

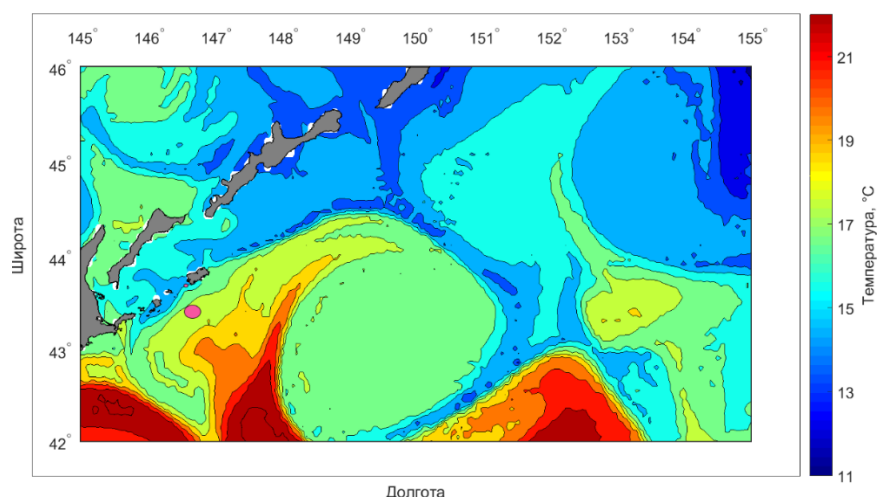


Рис. 5.2.3. Поле поверхностной температуры и скопления тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе на 12.09.2001

Методом пространственного осреднения данных модели FESOM 1.4 (более подробное описание методики представлено в главе «Материалы и методы анализа») в настоящей работе были вычислены аномалии температуры (рис. 5.2.4). Феноменологический анализ распределения величин показывает, что выловы тихоокеанской сайры в сентябре 2001 года были приурочены к диапазону аномалий от -2°C до $+2^{\circ}\text{C}$. Таким образом, нельзя утверждать, что рыба инстинктивно выбирает воды с пониженной или повышенной температурой. Более надежным предиктором является общее распределение температуры воды и наличие фронтальных зон.

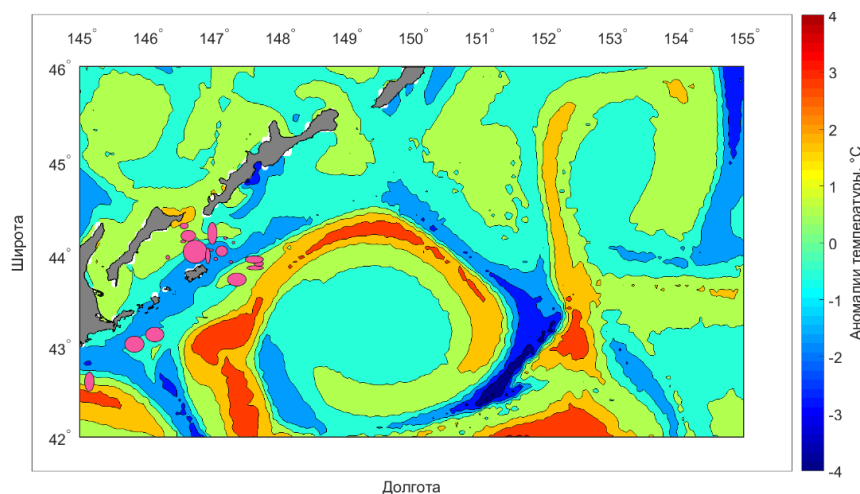


Рис. 5.2.4. Поле аномалий поверхностной температуры и скопления тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе на 27.09.2001

Соленость воды также, как температура, дает возможность для отслеживания перераспределения водных масс. На графиках, построенных по данным модели FESOM 1.4, наблюдаются потоки, струи воды повышенной солености, которые в процессе развития представляют собой циклоническое образование (рис.5.2.5).

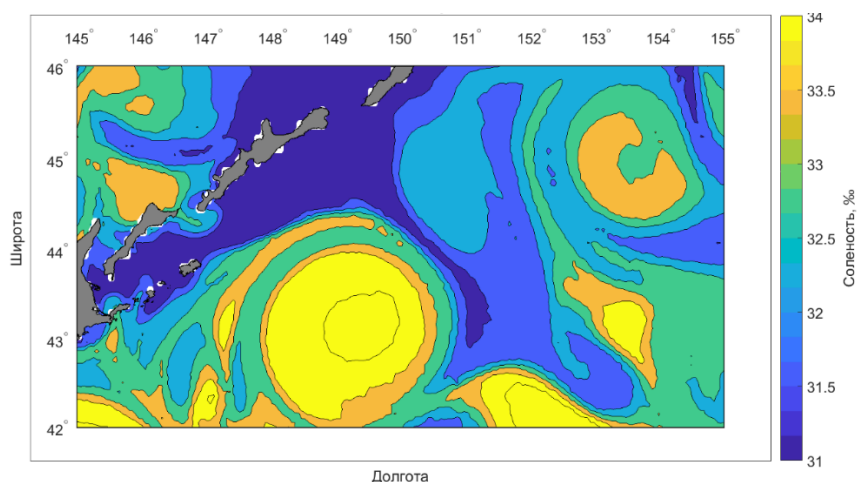


Рис. 5.2.5. Поле солёности на поверхности в Южно-Курильском районе на 02.09.2001

Выловы тихоокеанской сайры приурочены к диапазону солёности в поверхностном слое океана от 31,5 ‰ до 33,5 ‰ (рис.5.2.6), однако большинство скоплений наблюдались в более узком диапазоне – 31,5-32,5 ‰. Также было выявлено, что косяки сайры в исследуемый период находились в районах с значениями аномалий солёности от -0,9 ‰ до 0,9 ‰ (рис.5.2.7). Нельзя не отметить, что для сайры основным параметром, определяющим пути ее миграции и образование плотных косяков, является температура воды. Солёность воды, в свою очередь, в открытых акваториях, где она изменяется в незначительных пределах, на миграции сайры влияния не оказывает, однако, именно по солёности воды можно определить перераспределение водных масс. Спутниковые данные по солёности воды стали доступны, начиная с 2009 года (спутник SMOS), однако данные, используемые в нашем исследовании, рассчитаны по модели FESOM 1.4 и позволяют получать ряды значений солёности на 2001 год. Таким образом, по модельным данным солёности подтверждается наличие к югу от о. Шикотан циклонического образования, фронтальная зона на периферии которого, определяет столь благоприятные условия для формирования скоплений тихоокеанской сайры.

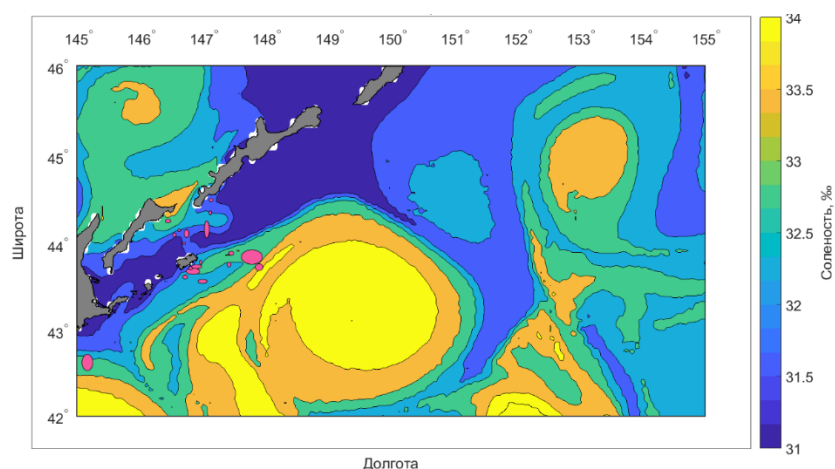


Рис. 5.2.6. Поле солёности на поверхности и скопления тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе на 22.09.2001

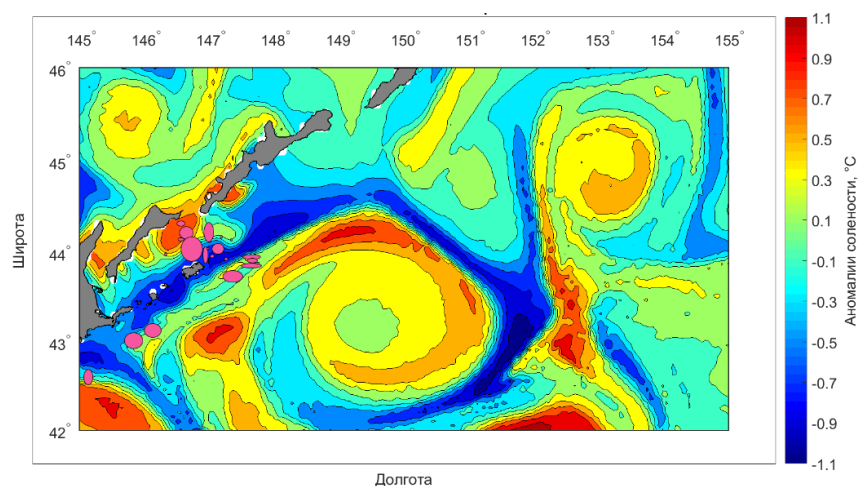


Рис. 5.2.7. Поле аномалий солености на поверхности и скопления тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе на 27.09.2001

Наше исследование зависимости приуроченности косяков сайры к определенным океанологическим условиям проведено для сентября 2001 г., и полученные выводы относятся только к этому периоду. Для более полного анализа требуется проанализировать все доступные массивы для периодов сайровой путины всех лет. Однако наш анализ дает основания предполагать, что так как описанные физические механизмы являются достаточно общими, то полученные диапазоны изменчивости термодинамических параметров в ЮКР будут аналогичными и для других периодов.

Глава 6. Влияние процесса вихревого апвеллинга на распределение скоплений тихоокеанской сайры

В данной работе мы особое влияние уделяем процессам даунвеллинга и апвеллинга, так как они являются основными процессами, которые через трофическую цепь влияют на локализацию благоприятных зон для нагула тихоокеанской сайры. Мы исследуем данные по вертикальной составляющей скорости W в поверхностном слое (до 30 м), полагая, что при отрицательных значениях W вектор движения водных масс направлен вниз, то есть наблюдается даунвеллинг, а при положительных величинах W происходит подъем глубинных вод, богатых биогенными элементами – апвеллинг.

Известно, что тихоокеанская сайра является хищником и питается зоопланктоном. Следуя по трофической цепи от хищников к зоопланктону, и от зоопланктона к фитопланктону, необходимо помнить, что для роста фитопланктона, кроме солнечной энергии, необходимы биогенные элементы. Они, в свою очередь, поднимаются в верхние слои океана в процессе вихревого апвеллинга и играют большую роль для развития фитопланктона и последующей локализации в этих районах зоопланктона, а, соответственно, и скоплений рыб. Временной промежуток от стадии подъема биогенов в процессе апвеллинга до появления в районе зоопланктона и хищников может занимать от нескольких дней до месяца. Как видно на рисунках 6.1 и 6.2 (интересующий нас регион отмечен прямоугольником), 2 сентября здесь преобладал апвеллинг (вертикальная составляющая скорости положительна) и биогенные элементы поднимались в верхние слои океана. Спустя несколько дней развился зоопланктон, и именно на этом месте были обнаружены промысловые скопления тихоокеанской сайры, однако к этому времени процесс апвеллинга уже сменился на процесс даунвеллинга. Указанный механизм находит свое подтверждение и в другие даты в различных частях акватории, однако необходимо иметь в виду, что временной промежуток между началом апвеллинга, обуславливающим подъем биогенных элементов, и образованием здесь впоследствии сайровых скоплений может значительно различаться, так как весь процесс сильно зависит от внешних условий, включая гидрометеорологические факторы. В нашем исследовании этот промежуток может изменяться от 5 до 10 дней.

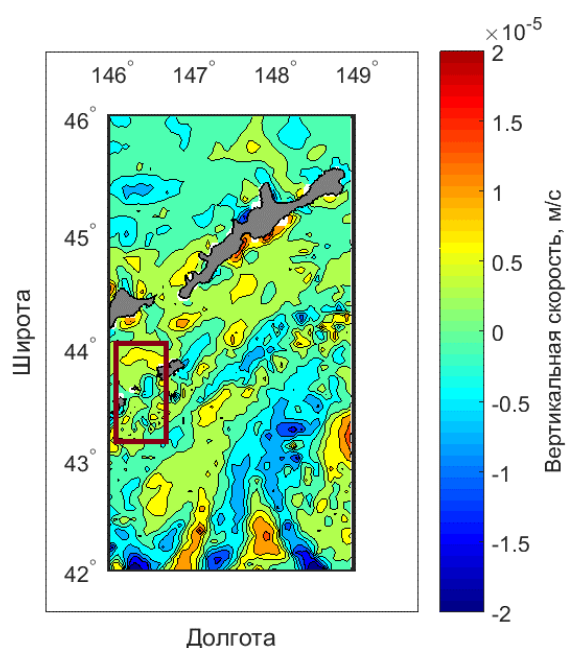


Рис. 6.1. Вертикальная составляющая скорости W (на глубине 30 м) в Южно-Курильском районе на 02.09.2001

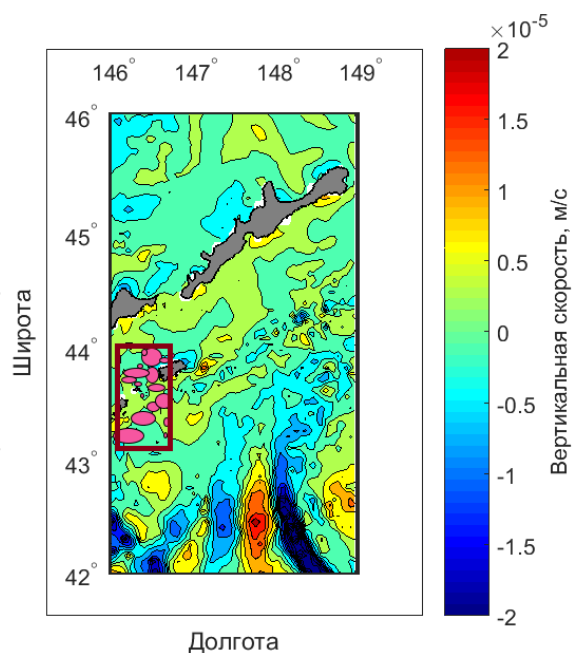


Рис. 6.2 Вертикальная составляющая скорости W (на глубине 30 м) и скопления тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе на 07.09.2001

Было выявлено, что сайровые скопления за исследуемый период времени были приурочены преимущественно к отрицательным значениям W (рис. 6.2), то есть к областям даунвеллинга, хотя в начале и во второй половине сентября отмечалась их приуроченность к областям апвеллинга (вертикальная составляющая скорости достигает $0,7 \cdot 10^{-5}$ м/с) – рис. 6.3, рис. 6.4. В целом, для исследуемого промежутка времени было выявлено, что наиболее благоприятным диапазоном величин W для формирования промысловых скоплений сайры является диапазон от $-1,1 \cdot 10^{-5}$ м/с до $0,6 \cdot 10^{-5}$ м/с.

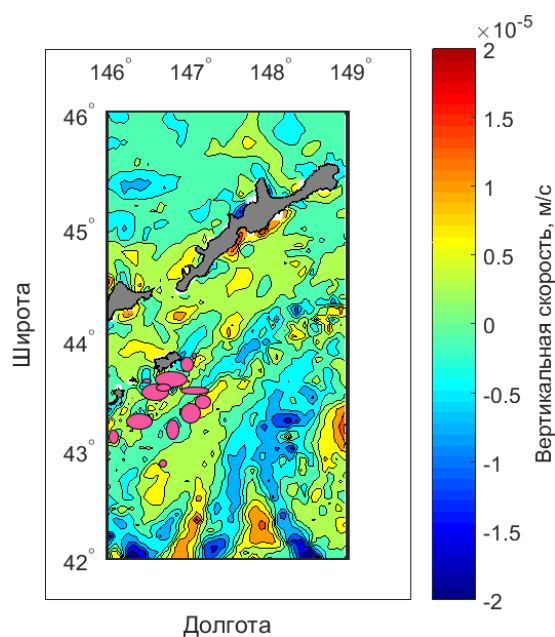


Рис. 6.3. Вертикальная составляющая скорости W (на глубине 30 м) и скопления тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе на 02.09.2001

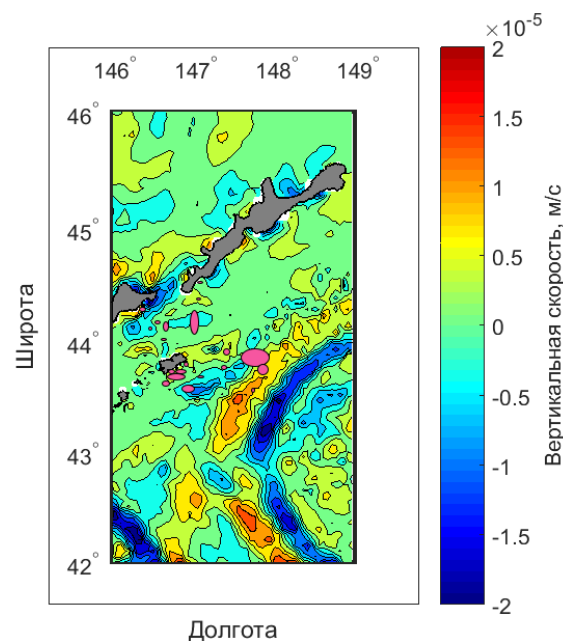


Рис. 6.4. Вертикальная составляющая скорости W (на глубине 30 м) и скопления тихоокеанской сайры в Южно-Курильском районе на 22.09.2001

Вертикальные движения в вихрях с течением времени претерпевают значительные изменения. Стадии вихреобразования, от которых, в первую очередь, зависит направленность вертикальных потоков вещества, были выделены в работе (Chang et al., 2017). В своём исследовании авторы выделяют две стадии развития вихреобразования: **стадия А** — период формирования вихря, который длится примерно 10 дней, и **стадия Б** — период существования вихря, который наступает после стадии А и завершается при разрушении вихря.

На стадии А в идеализированных моделях при вихреобразовании вертикальные движения изопикн переносят фитопланктон и питательные вещества путём процессов апвеллинга/даунвеллинга на разные вертикальные глубины. В холодных вихрях фитопланктон и питательные вещества переносятся по направлению к поверхности, в то время как в тёплых вихрях — в противоположном направлении. В холодных вихрях солнечный свет и биогены способствуют росту фитопланктона, тогда как в тёплых вихрях в более глубоких водах фитопланктон распадается из-за недостаточного солнечного света (Белоненко, Козуб, 2018).

На стадии Б апвеллинг и даунвеллинг сосуществуют как в тёплых, так и в холодных вихрях, что в равной степени способствует вертикальному перемещению в обоих направлениях, но на этой стадии поток нитратов, вызванный процессами апвеллинга/даунвеллинга, составляет небольшой процент (3 %) от общего потока нитратов,

поэтому на стадии Б вертикальная скорость, вызванная распространением вихрей, не является основным фактором, вызывающим различия в концентрациях фитопланктона между тёплыми и холодными вихрями (Chang et al., 2017).

Моделирование с высоким разрешением показывает, что наибольшая относительная завихренность в вихревых образованиях соответствует нитевидным объектам по фронтам и краям вихрей, а не в их центрах, и обычно равна или превышает по величине планетарную завихренность, приводя в действие субмезомасштабные процессы и включая каскадный механизм (Белоненко, Козуб, 2018).

Как только биогены поднимаются в фотическую зону, они потребляются фитопланктоном, поэтому существует средний отрицательный вертикальный градиент концентрации биогенов, однако апвеллинг и вертикальные скорости поддерживают перенос наверх новых биогенов, таким образом, их запасы постоянно пополняются.

В исследовании Chang et al. (2017) также проводится сравнение холодных циклонических вихрей с тёплыми антициклоническими, приводит к выводу, что наиболее благоприятные условия для формирования скоплений сайры связаны с холодными циклонами на стадии А, что и подтверждается нашим исследованием.

Заключение

В нашей работе мы исследовали приуроченность тихоокеанской сайры к океанологическим структурам в поле температуры, солености, их аномалий, а также в поле динамической топографии и вертикальной составляющей скорости, которые были получены по спутниковой информации и данным гидродинамического моделирования. Наиболее важные результаты выпускной квалификационной работы заключаются в нахождение диапазонов распределения параметров, которые представляли собой наиболее благоприятные условия для формирования скоплений сайры в исследуемый период (таблица 1).

В ходе работы было выявлено, что наиболее плотные скопления сайры формируются в зонах циклонических образований. Чаще всего они формируются не в центральной части вихрей, а на их периферии, в области высоких градиентов параметров и термических фронтов. При определенных гидродинамических условиях промысловые скопления криля могут быть приурочены к центральной части вихрей, что, согласно классификации Chang et al. (2017), соответствует стадии А вихреобразования, когда вихрь только начинает зарождаться и в его центре существует вертикальный поток массы, направленный к поверхностному слою океана.

Таблица 1

Океанологические параметры, которые наиболее характерны для образования сайровых скоплений в ЮКР

| | Спутниковые данные | Реанализ FESOM 1.4 |
|----------------------------|--------------------|----------------------------------------------------|
| ТПО, °C | 10 ÷ 18 | 14° ÷ 18 |
| Аномалии ТПО, °C | (-2,5) ÷ (-0,5) | (-2,0) ÷ 2,0 |
| ДТ, м | (-0,18) ÷ (-0,08) | - |
| Вертикальная скорость, м/с | - | (-1,1*10 ⁻⁵) ÷ (0,6*10 ⁻⁵) |
| Соленость, ‰ | 31,0 ÷ 32,5 | 31,5 ÷ 32,5 |
| Аномалии солености, ‰ | (-0,9) ÷ 0,6 | (-0,9) ÷ 0,9 |

Следует подчеркнуть, что для анализа пространственного распределения сайровых скоплений и приуроченности сайровых косяков к определенным термодинамическим условиям аномалии океанологических полей, рассчитанные по указанной выше методике, используются впервые, а полученные результаты являются новыми.

Таким образом, цель исследования достигнута, и все поставленные задачи решены. Новые представления о закономерностях распределения промысловых скоплений сайры в Южно-Курильском районе могут стать научной основой для обеспечения прогностическими данными промыслового флота и способствовать улучшению показателей промысловых изъятий.

Список использованной литературы

1. Атлас суточных и пентадных карт распределения поверхностной температуры и скоплений тихоокеанской сайры в период нагула у Курильских островов. Владивосток, ТИНРО-Центр, 2002.
2. Байталюк А.А. Тихоокеанская сайра (*Cololabis Saira*): размерно-возрастная структура, особенности воспроизводства, динамика численности сезонных и региональных группировок: автореф. Дис. ... канд. Биол. Наук. Владивосток, 2004. 24 с.
3. Белоненко Т.В., Колдунов А.В. Стерические колебания уровня в северо-западной части Тихого океана // Вестник СПбГУ, 2006. Сер. 7, вып. 3. С. 81-87.
4. Белоненко Т.В., Козуб П.К. Вихревой апвеллинг как механизм создания благоприятных условий скоплений сайры в Южно-Курильском районе // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2018. Т. 15. № 1. С. 221-232.
5. Булатов Н.В., Самко Е.В., Цыпышева И.Л. Океанологические образования, благоприятные для концентрации пелагических рыб по инфракрасным данным ИСЗ NOAA // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ООО «Азбука- 2000», 2008. Выпуск 5. Т.2. С. 49-61.
6. Великанов А. Я. Анчоус и сайра у берегов Сахалина // Вестн. Сах. музея. Ю-Сах., 2001. №. 8. С. 295-300.
7. Зуссер С. Г. Суточные вертикальные миграции пелагических рыб // Труды ВНИРО. М.: Издательство "Пищепромиздат", 1958. Т. 36. С. 83-105.
8. Зуссер С.Г. Суточные вертикальные миграции планктоноядных рыб // Труды ВНИРО. М.: Пищепромиздат, 1961. Т. 44. С. 177-186.
9. Истоки Ойясио. Монография под ред. В.Р. Фукса, А.Н. Мичурина. СПб, 1997. 248 с.
10. Левасту Т., Хела И. Промысловая океанография. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 298 с.
11. Мантейфель Б. П. Экология поведения животных. М.: Наука, 1980. 220 с.
12. Новиков Ю.В. Условия образования промысловых скоплений сайры // Труды ВНИРО. М.: Издательство "Пищепромиздат", 1966. Т.60. С. 143-149.
13. Новиков Ю.В. Запасы сайры и регулирование ее промысла // Тр. ВНИРО. М.: Издательство "Пищепромиздат", 1969. Т.67. С. 190-201.
14. Родин А.В. Океанологические процессы и промысловые скопления пелагических рыб: дис... д-ра геогр. наук. СПб., 2000. 59 с.
15. Румянцев А.И. Сайра Японского моря // Известия ТИНРО. Владивосток, 1947. Т. 25. С.53-64.

16. Физическая география материков и океанов: Учебное пособие / Под ред. А.М. Рябчикова. М.: Высшая школа, 1988. 592 с.
17. Старицын Д. К., Филатов В. Н., Фукс В. Р. Основы использования спутниковой альтиметрической информации для оценки условий формирования промысловых скоплений сайры // Известия ТИНРО, 2004. Т. 137. С. 398–408.
18. Темных О.С. К методике определения возраста и роста сайры *Cololabis Saira* (Brew.) // Сельдевые северной части Тихого океана. Владивосток: ТИНРО, 1985. С. 123-134.
19. Устинова Е.И., Филатов В.Н., Капштер А.В. Мониторинг гидрометеорологических условий Южно-Курильского района в период сайровой путины 2005 г. // Вопросы промысловой океанологии. М.: Изд-во ВНИРО, 2007. Вып. 4. № 1. С. 28–50.
20. Федоров К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов // Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 296 с.
21. Филатов В. Н. Определение перспективных для промысла сайры участков по данным полигонных съемок в Южно-Курильском районе // Известия ТИНРО, 1984. Т. 109. С. 35-40.
22. Филатов В. Н. Миграции тихоокеанской сайры в период нагула в районе Курильских островов и Охотского моря // Известия ТИНРО, 2004. Т. 139. С. 260-270.
23. Филатов В.Н. Миграции и формирование скоплений массовых пелагических гидробионтов (на примере тихоокеанской сайры). Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2015. 168 с.
24. Фукс В. Р., Белоненко Т. В. Проблемы использования спутниковой информации о концентрации хлорофилла для оценки биотических условий промысла нагульной рыбы // Вопросы промысловой океанологии, 2006. Вып. 3, №. 6. С. 241-263.
25. Хоружий А.А., Заволокин А.В., Старовойтов А.Н., Найдено С.В., Ванин Н.С., Дубовец Е.Н., Корнилова Е.А., Емелин П.О., Сомов А.А. Лососи в составе нектонного сообщества верхней эпипелагиали в прикурильских водах СЗТО в раннелетний период 2012 г. // Известия ТИНРО, 2013. Т.172. С. 65-82.
26. Шатилина Т. А., Цициашвили Г. Ш., Радченкова Т. В. Оценка тенденций изменчивости центров действия атмосферы над Азиатско-Тихоокеанским регионом в летние периоды 1950-1979 и 1980-2012 гг. // Метеорология и гидрология, 2016. № 1. С. 17–28.
27. Chang Y.-L., Miyazawa Y., Oey L.-Y., Kodaira T., Huang S., The formation processes of phytoplankton growth and decline in mesoscale eddies in the western North Pacific Ocean // J. Geophys. Res. Oceans, 2017, Vol. 122, Issue 5. P. 4444–4455.
28. Danilov S., Kivman G., Schröter J. A finite-element ocean model: principles and evaluation // Ocean Modelling, 2004. Т. 6. №. 2. P. 125-150.

29. Garric G., Parent L., Masina S., Storto A., Zuo H., Balmaseda M. Product user manual for Global Ocean Reanalysis Products: global-reanalysis-phy-001-025, global-reanalysis-phys-001-011, global-reanalysis-phys-001-017. – September 2016.
30. Good S. A., Martin M. J., Rayner N. A. EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013. T. 118. №. 12. P. 6704-6716.
31. Hiroshi Kuroda, Takashi Setou, Shigeho Kakehi, Shin-ichi Ito, Takeshi Taneda, Tomonori Azumaya, Denzo Inagake, Yutaka Hiroe, Kenji Morinaga, Makoto Okazaki, Takashi Yokota, Takeshi Okunishi, Kazuhiro Aoki, Yugo Shimizu, Daisuke Hasegawa and Tomowo Watanabe. Recent Advances in Japanese Fisheries Science in the Kuroshio-Oyashio Region through Development of the FRA-ROMS Ocean Forecast System: Overview of the Reproducibility of Reanalysis Products // *Open Journal of Marine Science*, 2017. Vol. 07. № 01. P. 62-90.
32. Huang W. B., Lo N. C.H., Chiu T. S., Chen C. S. Geographical Distribution and Abundance of Pacific Saury, *Cololabis saira* (Brevoort) (Scomberesocidae). Fishing Stocks in the Northwestern Pacific in Relation to Sea Temperatures // *Zoological Studies*, 2007. V. 46. Iss. 6. P. 705–716.
33. Lévy, M., P. Klein, and A. M. Treguier, Impacts of submesoscale physics on production and subduction of phytoplankton in an oligotrophic regime // *J. Mar. Res.*, 2001. 59. P. 535–565.
34. Madec G. NEMO ocean engine // Note du Pôle de modélisation // Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, 2008. No. 27. ISSN No 1288-1619.
35. Mahadevan, A., Archer D. Modeling the impact of fronts and mesoscale circulation on the nutrient supply and biogeochemistry of the upper ocean // *J. Geophys. Res.*, 2000. Vol. 105 (C1), 1209–1225.
36. McLaren A., Fiedler E., Roberts-Jones J., Martin M. Quality information document. Global ocean OSTIA sea surface temperature Reprocessing - sst-glo-sst-l4-rep-observations-010-011. – 19.09.2014.
37. Ono K., Ohshima K. I., Kono T., Itoh M., Katsumata K., Volkov Y. N., Wakatsuchi M. Water mass exchange and diapycnal mixing at Bussol' Strait revealed by water mass properties // *Journal of oceanography*, 2007. T. 63. №. 2. P. 281-291.
38. Qiu B. Kuroshio and Oyashio currents // Academic Press, 2001. P. 1413-1425.
39. Reddy M. P. M. Descriptive physical oceanography. 2001. Taylor & Francis. p. 440.
40. Rio M. H., Guinehut S., Larnicol G. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // *J. Geophys. Res.*, 2011. Vol. 116. Iss. C07018.
41. Saitoh S. I., Fukaya, A., Saitoh, K., Semedi, B., Mugo, R., Matsumura, S., Takahashi, F. Estimation of number of Pacific saury fishing vessels using night-time visible images

- //International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science, 2010. T. 38. № 8. P. 1013-1016.
42. Sullivan C.M. Temperature receptions and responses in fish // J. Fish. Res. Bd. Canada, 1954. Vol. 11. № 2. P. 153-170.
43. Suyama, S., Kurita Y. and Ueno Y. Age structure of Pacific saury *Cololabis saira* based on observations of the hyaline zones in the otolith and length frequency distributions // Fisheries Science, 2006. Vol. 72 P. 742-749.
44. Thomas L.N., Tandon A. and Mahadevan A. Submesoscale processes and dynamics // Ocean Modeling in an Eddying Regime, Geophysical Monograph Series, edited by M. Hecht and H. Hasumi, 2008. Vol. 177 of Geophysical Monograph Series. P. 17–38.
45. Wang Q. et al. The Finite Element Sea Ice-Ocean Model (FESOM) v. 1.4: formulation of an ocean general circulation model // Geoscientific Model Development, 2014. T. 7. №. 2. P. 663-693.
46. Watanabe Y., Butler J.L. Mori T. Growth of the Pacific saury, *Cololabis saira*, in the northeastern and northwestern Pacific Ocean // Fish. Bull., U.S., 1988. Vol. 86. P. 489-498.
47. Watanabe Y., Kuji Y. Verification of daily growth increment formation in saury otoliths by rearing larvae from hatching // Japan. J. Ichthyol., 991. Vol. 38 P. 11-15.
48. <https://www.ngdc.noaa.gov/> – батиметрическая карта центра NOAA: International Centers for Environmental Information. National Oceanic and Atmospheric Administration.
49. <http://fesom.de/> – материалы гидродинамической модели FESOM: Finite-Element/volumE Sea ice-Ocean Model.